Geol.
a
37ª
2

DAS

ANTLITZ DER ERDE.

VON

EDUARD SUESS.

MIT 42 TEXT-ABBILDUNGEN, 1 TAFEL UND 2 KARTEN IN FARBENDRUCK.

ZWEITER BAND.

PRAG. WIEN. LEIPZIG.
F. TEMPSKY. F. TEMPSKY, G. FREYTAG.
BUCHHÄNDLER DER KAIS. AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN.
1888.

Das Recht der Uebersetzung vorbehalten.

BIBLIOTHECA BAMBERGENSIS

Druck von ADOLF HOLZHAUSEN in Wien,
K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHDRUCKER.

INHALT DES ZWEITEN BANDES.

Dritter Theil. Die Meere der Erde.

Seite

Erster Abschnitt. Widerstreit der Meinungen über die Verschiebungen des Strandes, Terminologie und Allgemeines. Strabo. — Dante. — Celsius und Linnaeus. — Nordenankar. — Playfair und L. v. Buch. — Goethe. — Lyell und Darwin als Vertreter der Erhebungstheorie. — Bravais und Eug. Robert. — Chambers und Domeyko; wiederholtes Hervortreten von Bedenken. — Gravitationstheorien. — Adhémar und seine Nachfolger. — Uebersichten; Howorth. — Terminologie. — Wahre Dislocation in Neu-Seeland. — Weg der nachfolgenden Darstellungen 3

Zweiter Abschnitt. Die Umrisse des atlantischen Meeres. Der canadische Schild. — Der baltische Schild. — Glintlinien. — Das Tafelland von Spitzbergen. — Grönland. — Das caledonische Gebirge. — Das armoricanische Gebirge. — Das variscische Gebirge. — Die mitteleuropäische Schaarung. — Die iberische Meseta. — Uebersicht der vorpermischen Gebirge in Europa. — Die Inseln Europas. — Das westliche Afrika. — Das östliche Mittel- und Südamerika. — Uebersicht der atlantischen Umrisse . 42

Dritter Abschnitt. Die Umrisse des pacifischen Meeres. Neu-Seeland. — Australien. — Neu-Caledonien. — Bandasee, Borneo. — Cochin-China, Tonking. — Philippinen. — Formosa und die Liu-Kiu-Inseln. — Japan. — Die Kurilen und Kamtschatka. — Uebersicht der Inselbogen. — Das östliche China. — Das nordöstliche Asien. — Der Bogen der Aleuten. — Die amerikanische Westküste 181

Vierter Abschnitt. Vergleichung der atlantischen und der pacifischen Umrisse. Der atlantische Bau. — Der pacifische Bau. — Ihre Verschiedenheit. — Vertheilung der Inseln und Vulcane. — Ueberschiebung der Tiefe und Vervollständigung der mesozoischen Schichtfolge . 256

Fünfter Abschnitt. Paläozoische Meere. Einleitung. — Die abyssische Region. — Cyclen. — Mächtigkeit der Sedimente. — Das nordatlantische Festland. — Obere Grenze des Silur. — Gleichförmigkeit der mitteldevonischen Transgression. — Das Carbon. — Paralische Flötze. — Wechsel von Flötzen und marinen Bänken. — Transgression des Kohlenkalkes. — Das Perm. — Gondwána-Land. — Rückblick . 266

Sechster Abschnitt. Mesozoische Meere. Die Meere der Triasformation. — Positive Vorgänge in der rhätischen Zeit. — Fortgang der positiven Vorgänge in Lias und Jura. — Negative Phase in Mittel-Europa und Beginn der cretacischen Zeit. — Weitere Transgressionen und Mengung der cretacischen Faunen. — Die cenomane Transgression. — Uebersicht der mesozoischen Meere 326

Siebenter Abschnitt. Tertiäre Meere und junge Kalksteinbildungen. Negative Phase am Schlusse der Kreideformation. — Das centrale Mittelmeer zur Tertiärzeit. — Die Ostküste Nordamerikas. — Das patagonische Tertiärland. — Junge Kalksteinbildungen. — Uebersicht 376

Seite

Achter Abschnitt. Die norwegischen Strandlinien. Von Tjoalma Vagge zum Meere. — Vom See von Torneå zum Meere. — Eisbewegung gegen das Gefälle der Thäler. — Entstehung der Glintseen Lapplands. — Alte Strandlinien der Fjords. — Entstehung der Seter. — Vergleich mit Grönland. — Denkmäler des zurückweichenden Eises . 415

Neunter Abschnitt. Der Serapis-Tempel bei Puzzuoli. Die Nordwestküste Italiens. — Lage des Serapis-Tempels im phlegräischen Krater. — Der Tempel bis zum J. 1538. — Der Ausbruch von 1538. — Ausgrabung des Tempels und heutiger Zustand. — Verschiedenartige Erklärungen. — Vulcanische Erscheinungen . . 463

Zehnter Abschnitt. Ostsee und Nordsee in der historischen Zeit. Salzgehalt innerhalb des Skager Rack. — Mittelwasser an der deutschen Ostseeküste. — Schwankungen an der schwedischen und finnischen Küste. — Uebersicht der negativen Veränderung. — Versenkte Moore und Wälder der Nordsee. — Haffstöcke und Moore der Ostseeküsten . 500

Eilfter Abschnitt. Das Mittelmeer in der historischen Zeit. Asow'sches Meer und Pontus. — Tiefste Stelle der mediterranen Wasserfläche. — Das westliche Mittelmeer. — Venedig. — Das dinarisch-taurische Gebiet. — Das südöstliche Mittelmeer. — Schluss . 547

Zwölfter Abschnitt. Strandlinien des Nordens. Mannigfaltigkeit der Oberflächengestalt der Oceane. — Westliche Küsten des nordatlantischen Meeres. — Oestliche Küsten des nordatlantischen Meeres. — Der Norden Eurasiens und die Westküsten des nordpacifischen Meeres. — Oestliche Küsten des nordpacifischen Meeres 591

Dreizehnter Abschnitt. Strandlinien der äquatorialen und südlichen Küsten. Atlantische Westküste, mittlerer und südlicher Theil. — Atlantische Ostküste, afrikanischer Theil. — Ostafrikanische und arabische Küsten. — Ostindische und hinterindische Küsten. — Polynesische und australische Küsten. — Westküste von Südamerika . 630

Vierzehnter Abschnitt. Die Meere. Umrisse. — Eustatische negative Bewegungen. — Transgressionen. — Eustatische positive Bewegungen. — Eustatische Bewegungen sind unzureichend. — Flussmündungen und Flussterrassen. — Uebersicht der jüngeren Strandlinien. — Oscillationen der Meere. — Wechselnde äquatoriale Phasen. — Entstehung der Festländer durch Senkungen. — Keine historischen Veränderungen nachweisbar. — Die Zeit 677

DRITTER THEIL.

DIE MEERE DER ERDE.

ERSTER ABSCHNITT.

Widerstreit der Meinungen über die Verschiebungen des Strandes, Terminologie und Allgemeines.

Strabo. — Dante. — Celsius und Linnaeus. — Nordenankar. — Playfair und L. v. Buch. — Goethe. — Lyell und Darwin als Vertreter der Erhebungstheorie. — Bravais und Eug. Robert. — Chambers und Domeyko; wiederholtes Hervortreten von Bedenken. — Gravitationstheorien. — Adhémar und seine Nachfolger. — Uebersichten; Howorth. — Terminologie. — Wahre Dislocation in Neu-Seeland. — Weg der nachfolgenden Darstellungen.

Wir sind vom Hochgebirge herabgestiegen und lagern am Strande. Ungehemmt schweift der Blick über die weite Wasserfläche. Eine lange Woge nähert sich uns; sie scheint uns erreichen zu wollen, da neigt sich ihr First etwas nach vorne, er stürzt über und mit dumpfem Brausen fegt die Fluth eine Strecke weit herauf, ohne doch unsere Füsse zu netzen. Nun strömt das Wasser zurück und ein langer grüner Wulst von Tang bezeichnet die Linie, welche es erreicht hatte. Es folgt eine zweite, bald eine dritte Woge, von Zeit zu Zeit auch ein etwas höherer Wellenberg, welcher den Tang um eine Strecke weiter landeinwärts wälzt und uns zurücktreibt an das Steilufer.

Wie der Chor zu einem gewaltigen Liede wiederholt sich das Rollen der Wässer. Stundenlang mag uns die Erhabenheit des Bildes gefangen halten. Schon überstürzt der First der Woge an einer entfernteren Stelle und bald wird der tiefste Stand der Ebbe erreicht sein. Dann steigt der Ocean wieder an und alle die zurückgelassenen Streifen von weissen Muschelschalen und die grünen Wülste von Tang werden wieder gesammelt von dem weiter und weiter vorspülenden Fusse der Wellen, bis nach sechs Stunden

neuerlichen Ansteigens der Ort selbst, an welchem wir uns zuerst befanden, erreicht sein und das Wasser endlich wieder heranlecken wird an den Steilrand.

So bewegen in gemessenem Rhythmus die Gestirne das wogende Weltmeer landwärts und wieder zurück.

Wir wenden uns zu dem Steilufer. Deutlich sehen wir hier die Spuren eines älteren Strandes, hoch über dem heutigen Meeresspiegel. Meilenweit setzen sich diese Spuren in gleicher Höhe fort, unbeirrt um die Beschaffenheit oder den Bau des Ufers, über Abhänge von Kalkstein oder von Granit oder von alter vulcanischer Asche oder von junger tertiärer Anschüttung; sie umfangen wie mit einem Bande nicht nur das Festland, sondern auch die vorliegende Insel.

Das ist nicht die Knitterung und Ueberschiebung, welche wir im Hochgebirge sehen, nicht die Faltung, welche abhängig ist von der Stärke und Richtung der tangentialen Kraft, von der Sprödigkeit des Gesteins, von der Stauung durch entgegenstehende Massen und welche sich ändert von Ort zu Ort. Es ist eine gänzlich verschiedene Naturerscheinung, und wenn wir wieder zurückblicken auf das Spiel der Gezeiten, welches in halbtägigen Phasen den Meeresspiegel gleichförmig steigen und fallen lässt, dann scheint uns die Natur selbst die Frage entgegenzutragen, ob nicht andere Kräfte vorhanden seien, welche in längeren Zeiträumen weit grössere Schwankungen herbeizuführen vermöchten als jene, die uns heute an den Fuss des Steilrandes zurücktrieb.

Viele hervorragende Beobachter sind dieser Meinung gewesen; andere haben eine Veränderung der Gesammtmenge des Meerwassers angenommen, andere haben dagegen gleichförmige und allmälige, wie der übliche Ausdruck lautet, säculare Bewegungen des festen Landes vorausgesetzt. Diese Ansichten sind hervorgetreten und haben Geltung erlangt je nach dem Fortschritte der Erkenntniss der Thatsachen und je nach dem Wechsel der Meinungen über die Entstehung der Gebirgsketten und über die Gleichgewichtsbedingungen der Meeresfläche.

Wie genau man im Alterthume wusste, dass das Meer einst landeinwärts bis zu der Oase des Jupiter Ammon gereicht und dass es alles Flachland vom Casius bis zum rothen Meere über-

deckt habe, und mit welchem Eifer man dieses Räthsel zu lösen suchte, davon gibt die Polemik in Strabo's Geographie I, 3 ein deutliches Beispiel. In Uebereinstimmung mit Archimedes wird der Satz aufgestellt, dass alles ruhige Wasser eine sphärische Oberfläche anzunehmen bestrebt sei und mit der Erde denselben Mittelpunkt habe. Ein Gefälle für die Meere gebe es nicht. Dem Eratosthenes wird vorgeworfen, dass er auf die Nachricht von Bauverständigen habe glauben können, dass das Wasser zu beiden Seiten des peloponnesischen Isthmus in verschiedener Höhe stehe. Nicht nur Inseln und einzelne Berge, meint Strabo, auch festes Land wird in die Höhe gehoben; dafür können auch grosse und kleine Stücke Landes einbrechen und versinken. —

Der Raum würde mir fehlen, um die Geschichte dieser Discussion zu schreiben, welche so alt ist wie unsere Wissenschaft. An vereinzelten Beispielen wurde hier versucht, das Wesen der Vulcane und die Verschiedenartigkeit der Erdbeben zu versinnlichen, und so mag auch die Darstellung einzelner Abschnitte aus dieser Geschichte für hinreichend gelten, um wenigstens einige der mannigfaltigen Wandelungen dieser Frage hervortreten zu lassen.

Jetzt aber haben wir nicht, wie bisher, der stummen Beredtsamkeit der Natur zu horchen, sondern dem zuweilen ziemlich lauten Widerstreite menschlicher Urtheile. —

Es ist der 20. Jänner 1320. Die Glocken Veronas läuten den hellen Sonntagsmorgen ein und die Menge grüsst ehrfurchtsvoll eine hohe, ernste Gestalt mit leicht vorgebeugtem Haupte, welche in die Kapelle der heil. Helena eintritt, den grossen Dante.

Was das menschliche Gemüth zu erregen vermag, er hat es gefühlt, und in dem Reiche der Phantasie hat er grössere Entfernungen durchreist als irgend ein Sterblicher vor ihm. Den Verlust seiner Beatrice hat er überlebt und den Verlust des Kaisers, von welchem er seinem Vaterlande eine bessere Zukunft erhofft hatte; nun hat er vor dem Hasse der eigenen Vaterstadt eine Zufluchtstätte gefunden an dem Hofe des Führers der oberitalischen Ghibellinen, des Can Grande aus dem Geschlechte der Scaligeri. In die Höhen der Seligen und in die Tiefen der Unterwelt hat er mit nie erreichter Gabe der Gestaltung seine staunenden Zeit-

genossen geleitet, und heute kehrt er zurück zu dem Ausgangspunkte seiner gewaltigsten Schöpfung, zur Prüfung dessen, was grösser ist als alle Gebilde der Poesie, zu den thatsächlichen Einrichtungen des Weltalls.

Er hat in diese Kapelle für den heutigen Tag die ganze gebildete Welt Veronas geladen zu einem Vortrage ‚De aqua et terra'. Die gegenseitige Lage von Ocean und Land will Dante erörtern, und wie er selbst erzählt, ist Alles seiner Einladung gefolgt ‚mit Ausnahme Weniger, welche durch ihr Erscheinen fürchten mussten, die hervorragende Bedeutung Anderer zu bestätigen'.[1]

Uns aber wird es schwer, nach mehr als einem halben Jahrtausend, gleichsam dieser Einladung folgend, einer vorurtheilslosen Prüfung der Darstellungen des grossen Dichters uns hinzugeben. Nur mühsam befreien wir uns von jenem Dünkel der Ueberlegenheit, mit welchem man gewöhnt worden ist auf die Bestrebungen einer Zeit herabzublicken, in welcher mit Hilfe arabischer Gelehrsamkeit und ziemlich unvollständiger Ueberlieferungen des Aristoteles die Grundlagen des heutigen Aufbaues geschaffen worden sind, und in welcher, trotz der Armuth an thatsächlichen Beobachtungen, die hervorragenderen Geister entschlossen und unermüdet nach sieghafter Umfassung des Ganzen der kosmischen Erscheinungen rangen.

Massgebend war noch zu Dante's Zeit das um das Jahr 1244 zum Abschlusse gebrachte Speculum quadruplex des Dominikanermönches Vincentius von Beauvais, welcher, eine Zierde des Hofes Ludwig des Heiligen, in dem kosmographischen Theile dieser Encyklopädie seinen Stoff nach den Schöpfungstagen der Genesis ordnete.[2] Vincentius hebt den Gegensatz hervor, welcher in der Schaffung der Elemente zwischen dem ‚fiat lux' auf der einen Seite und dem ‚congregentur aquae ut appareat arida' auf der anderen Seite besteht. In dem Ausdrucke ‚congregentur aquae' sieht Vincentius im Wesentlichen eine Condensation der Wasserdämpfe aus dem unteren Theile der Atmosphäre, ein Ansammeln der condensirten Mengen in den tiefer gelegenen Theilen der Erdoberfläche, das Erwachen der früher vielleicht schon in den Wassertheilchen schlummernden ‚vis inclinativa ad descensum', oder wie wir sagen würden, der Schwerkraft des Wassers. Alle Wässer

communiciren mit dem Meere, wie das Blut im Menschen. Die Oberfläche der Erde ist sphärisch; jene des Wassers ist es auch.

So weit sind die Darstellungen klar und herrscht keine wesentliche Meinungsverschiedenheit unter den Nachfolgern. In der weiteren Erörterung der Art der Wölbung des Oceans gelangt nun Vincentius zur Betrachtung der Rundung der Oberfläche des Wassers im Glase und der Kugelgestalt des Tropfens. Dass man vom Mastbaume des Schiffes aus länger das Ufer erblickt als vom Verdeck, ist ihm ein Beweis der selbständigen Convexität der Meeresfläche, und das Hervorbrechen von Quellen auf hohen Bergen verräth ihm, dass der Ocean höher stehen müsse als das Festland.

So bietet uns schon Vincentius die erste, wenn auch unbestimmte Andeutung einer etwa dem Gesetze, nach welchem der Tropfen sich bildet, ähnlichen Cohäsionskraft, welche die folglich nicht nur von der allgemeinen Schwerkraft des Himmelskörpers abhängige Gestalt der Wasserfläche beeinflusst und im Wesentlichen bestimmt. Fast könnte man sagen, er zeige uns den Ocean als einen einzigen, am Erdballe haftenden, riesigen Tropfen.[3]

Andere Forscher, wie Roger Bacon in jenem merkwürdigen Opus majus, welches er im Jahre 1267 an Papst Clemens IV. sandte, gehen von der Gemeinsamkeit des Centrum mundi und der concentrischen Lage aller Sphären des Weltalls aus, und es hat diese Ansicht in Bezug auf den Ocean ihren schärfsten Ausdruck in jenem berühmt gewordenen Abschnitte Bacon's erhalten, in welchem gezeigt wird, dass ein Kelch im Keller mehr Flüssigkeit aufnehmen könne als in der Stube. Jeder Punkt der Oberfläche einer Flüssigkeit, sagt nämlich Bacon, liegt gleich weit entfernt vom Mittelpunkte der Erde, jede solche Oberfläche ist also ein Stück einer Kugelfläche; je näher dem Mittelpunkte, um so kleiner der Radius der Wölbung, folglich um so beträchtlicher ihre Erhebung über den Rand des Gefässes.[4]

Nichtsdestoweniger breitete sich die Ansicht von der selbständigen Gestalt der Sphäre des Oceans aus, die Erhebung desselben über das Festland galt als eine sinnlich wahrnehmbare, unanfechtbare Thatsache, und Viele sprachen von einem besonderen, einseitigen Rücken des Meeres. Zu den letzteren gehörte auch Brunetto Latini, jener Lehrer, welcher Dante unterwiesen

hatte, ‚wie der Mensch sich verewigt‘.[5] Selbst ein hervorragender Staatsmann, war Brunetto nach der Niederlage, welche die Florentiner bei Monte Aperti im Jahre 1260 durch Manfred erlitten hatten, nach Frankreich ins Exil gezogen, wo er bis 1267, d. i. bis nach dem Tode Manfreds in der Schlacht bei Benevent, verblieb. In diese Zeit fällt die Abfassung seines Hauptwerkes: Li Livres dou Tresor, in welchem ebenfalls, insbesondere wegen der hohen Lage vieler Quellen, die Erhöhung des Meeres über das Land gelehrt wird.[6] In Dante ist nun mit den Jahren die Anschauung des Naturforschers in Widerspruch getreten, mit gerade diesen Ansichten seines geliebten Lehrers, und darum wohl nennt Dante in seinem ganzen Vortrage ‚De aqua et terra‘ nicht den Namen eines Gegners.[7]

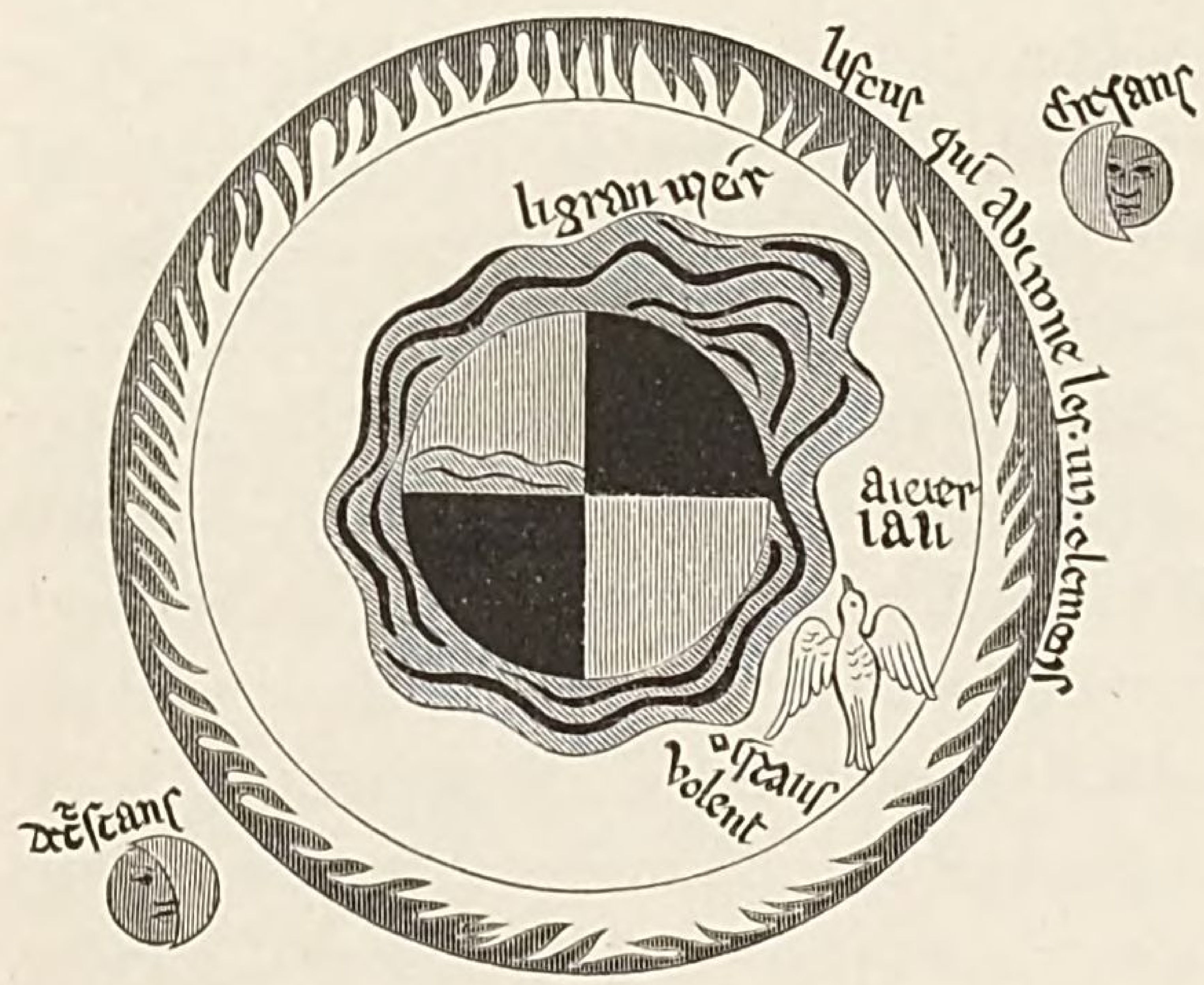


Fig. 1. Copie aus Brunetto Latini: Li Livres dou Tresor, ed. Chabaille, p. 117.

Zunächst werden die Gründe der Gegner aufgeführt und werden aus denselben zwei verschiedene Folgerungen als möglich gezeigt, nämlich entweder die Excentricität der ganzen Wassermenge, oder die örtliche Anschwellung eines Theiles derselben. Beide Voraussetzungen erklärt Dante für unzulässig. Wäre die Masse des Oceans excentrisch, so müsste das Wasser die Fähigkeit haben, bald bergab und bald bergauf zu fliessen. Es gäbe zwei verschiedene Punkte *A* und *B* als Centra. Eine Erdscholle und eine Wassermenge, welche aus *Z* auf die Erde niederfallen, müssten nach verschiedenen Richtungen auseinandergehen; die Schwere aber sei eine gemeinsame Eigenschaft aller Körper.

Aus demselben Grunde sei aber auch die örtliche Anschwellung des Oceans eine Unmöglichkeit, denn sie müsste sofort auseinanderfliessen.

Der Ocean ist also concentrisch mit der Erde und jeder Theil seiner Oberfläche gleich weit vom gemeinsamen Mittelpunkte. Wenn

dennoch die Ufer der Festländer und diese selbst aus der Wasserfläche hervorragen, müssen eben diese Theile der Erde höher sein als der Ocean. Und dass die Erde durch besondere Erhöhungen ihrer Masse und nicht durch eine excentrische Lage aus dem Ocean hervortaucht, geht daraus hervor, dass im letzteren Falle der Umriss des Trockenen ein Kreis sein müsste, was nicht der Fall ist.

Es ist also eine Erhebung der Erde vorhanden und die Ursache derselben ist zu suchen. ‚Dico igitur', sagt nun Dante, ‚quod causa hujus elevationis efficiens non potest esse terra ipsa; quia quum elevari, sit quoddam ferri sursum; et ferri sursum, sit contra naturam terrae.'[8] Die Erde kann sich nicht selbst erheben; ebensowenig können Wasser, Feuer oder Luft die Ursache sein, und es kann daher die erhebende Kraft nur im Himmel gesucht werden.

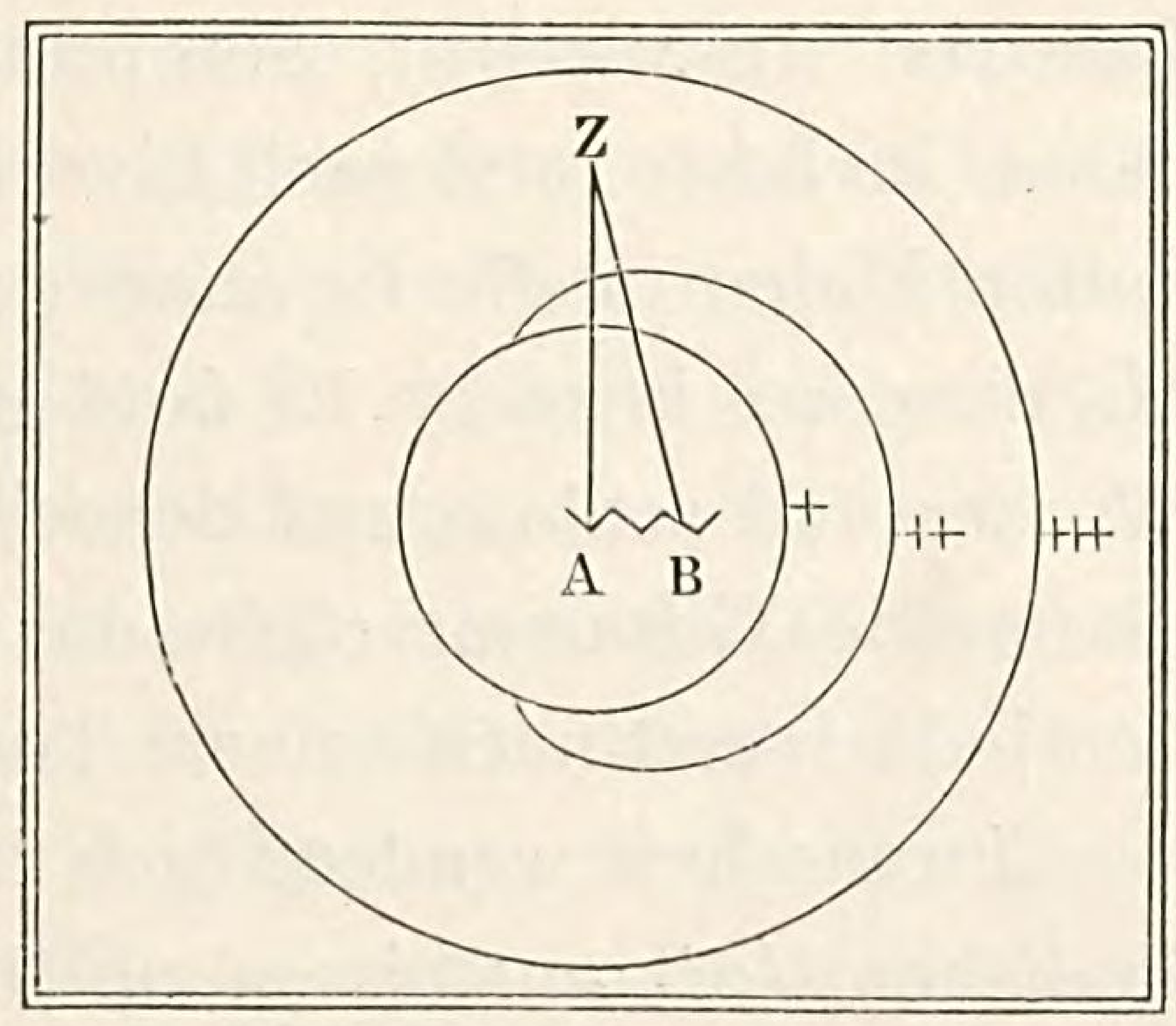


Fig. 2. Copie aus Dante: Quaestio de forma et situ aquae et terrae, ed. Torri, p. XXIV.
A Mittelpunkt der Erde und des Himmels,
B Mittelpunkt des Oceans;
† bedeutet die Erde, †† den Ocean, ††† den Himmel.

Auch am Sternenhimmel können es aus naheliegenden Gründen die beweglichen Gestirne, Mond, Sonne und die Planeten nicht sein; die erhebende Kraft ist daher in den Fixsternen zu suchen, welche entweder nach Art des Magneten, oder durch die Erzeugung treibender Dämpfe diese Wirkung ausgeübt haben. Dante schliesst sich also jener Lehre an, welche noch weit ausführlicher schon im Jahre 1282 durch Ristoro d'Arezzo dargelegt worden war, nach welcher nicht nur die Höhen der Erde den Fixsternen zuzuschreiben sind, sondern Berge und Thäler gleichsam einen Spiegel der verschiedenen Entfernung dieser Sterne von der Erde darstellen, und zwar im verkehrten Sinne, wie wenn man ein Siegel in Wachs drückt.[9]

Zum Schlusse erinnert Dante unter Anderem, dass das scheinbare Hinabtauchen des Ufers im Auge des Absegelnden nur von der allgemeinen Wölbung der Wassersphäre herrühre und man schon lange wisse, dass die Quellen nicht durch unmittelbar auf-

steigendes Wasser, sondern durch Wasser gespeist werden, welches auf den Bergen sich aus Dämpfen bildet.[10] —

Im nächstfolgenden Jahre 1321 starb Dante. Wir eilen durch die Jahrhunderte, um ein Zeitalter zu erreichen, in welchem aus der erhöhten Beobachtung der thatsächlichen Verhältnisse jene wechselvolle und fast ununterbrochene Kette von Meinungsverschiedenheiten entsprang, welche heute noch nicht ihren Abschluss gefunden hat.

Im Jahre 1692 wurde ein junger Edelmann aus Lothringen, Benoist de Maillet, zum französischen Consul in Aegypten ernannt. Im Jahre 1708 nach Livorno versetzt, später noch zu wiederholten Malen in die Levante gesendet, lernte er die Küsten des Mittelmeeres kennen. Er fand Anzeichen des Zurückweichens der Wässer und schloss aus denselben auf eine andauernde Verminderung des Gesammtvolums der Meere; seine Beobachtungen wurden jedoch erst nach seinem Tode, im Jahre 1748, veröffentlicht.[11]

Inzwischen wendete sich in Schweden die Aufmerksamkeit ähnlichen Vorkommnissen zu. Der Physiker Hjärne sah das Zurückweichen der Strandlinie und liess im Jahre 1702 an einzelnen Felsen Marken einhauen, um den Gang der Erscheinung zu beobachten. Em. Swedenborg meinte, es sinke das Meer, und zwar mehr im Norden, weniger im Süden. Das zeige das rasche Anwachsen des Landes in Lappland. Der Gedanke an eine Aenderung der Gestalt der wässerigen Hülle des Planeten findet hier deutlichen Ausdruck. In einem am 21. Mai 1721 an Jacobus a Melle (v. Honig) in Lübeck gerichteten Schreiben stellt Swedenborg die Behauptung zwar als noch nicht erwiesen, doch als des Nachdenkens würdig auf: ‚dass die Meere gegen die Pole sinken und (angeblich) gegen den Aequator sich erheben, und dass früher abgetrennte Inseln durch das Sinken des Meeres mit dem Lande vereinigt worden seien.[12]

An der wenige Jahre später in seinem Vaterlande sich entspinnenden Discussion dieser Frage hat Swedenborg keinen Antheil genommen; sein Name wird in derselben kaum genannt. Während der Dichter Dante nach seinen grössten Schöpfungen noch Erhebung suchen konnte in der Erforschung physischer Wahrheit, ist der Naturforscher Swedenborg den entgegengesetzten

Weg gegangen. Die Grenzen des Irdischen zu überschreiten mag der Poet versuchen; er ist der Herr im Reiche der Träume; wagt es der Naturforscher, dessen schwererer Fuss an den festen Boden des Erwiesenen gewöhnt ist, dann meint er sinnlich wahrzunehmen und die Vision beherrscht ihn.

Im Gebiete des Mittelmeeres waren unterdessen ausgezeichnete italienische Hydrotechniker, und zwar Manfredi in Bologna und Zendrini in Venedig, zu Ergebnissen gelangt, welche jenen des de Maillet ganz entgegengesetzt waren und mit den Voraussetzungen Swedenborg's übereinstimmten. Nach ihrer Meinung sollte der Spiegel des Mittelmeeres nicht sinken, sondern im Gegentheile sich ein wenig erheben. Die Auffindung eines Marmorpflasters unter dem Dome von Ravenna, welches 8 Zoll unter der Fluthhöhe lag, und die stetige Ueberfluthung einzelner Theile des Unterbaues des Dogenpalastes in Venedig, sowie der Zustand der Marcuskirche dienten als Beweise. Nach Eust. Manfredi's Tode erschien im Jahre 1746 seine Schrift ‚De aucta Maris altitudine', in welcher er das Ansteigen des Meeres aus der grossen Menge an Sinkstoffen erklärte, welche die Flüsse jährlich dem Meere zuführen.[13]

Kehren wir aber nach Schweden zurück.

Wir befinden uns im Herbste 1729. In dem akademischen Garten zu Upsala sitzt ein ärmlich gekleideter Studiosus der Medicin und notirt die Namen der Pflanzen. Er ist so arm, dass, wie er später selbst gestand, ihm das Geld fehlt, um seine Schuhe besohlen zu lassen und er Papier in dieselben legen muss, um nicht auf der nackten Sohle zu gehen. Es ist der zweiundzwanzigjährige Sohn des Pastors von Stenbrohult, Linnaeus. Ein angesehener geistlicher Herr, Olaf Celsius, später Dompropst zu Upsala, mit den Vorbereitungen zu einer Geschichte der biblischen Pflanzen beschäftigt, spricht den Studiosus an, frägt denselben um die Tournefort'sche Bezeichnung einer Anzahl von Pflanzen, freut sich seiner Kenntnisse und nimmt ihn mit sich in die Wohnung. Der Eifer des jungen Mannes erwirbt ihm aber bald die volle Gunst des Herrn Celsius und die innige Freundschaft seines Neffen Andreas.[14]

Noch sehr jung, hatte Andreas Celsius im Jahre 1724 die Küsten des bottnischen Meeres besucht. Er hatte in Huddiksvall,

in Piteå, in Luleå das Zurückweichen des Meeres bemerkt. In Torneå zeigte man ihm zu seiner Verwunderung, dass der im Jahre 1620 angelegte Hafen bereits unverwendbar sei. Schiffer wiesen ihm Stellen, welche man jetzt kaum mit Kähnen durchfahren konnte, während früher grosse Schiffe an denselben verkehrten. Bei Langelö und an anderen Orten sah er Ringe fern vom Meere, an denen einst Schiffe befestigt worden waren. Er schloss auf eine Verringerung des Meerwassers, und zwar in dem Maasse von etwa 45 Zoll (133 cm.) im Jahrhundert.

Uebergehen wir nun die vierzehn Jahre, welche der Begegnung im akademischen Garten folgten. Linnaeus und Andreas Celsius sind beide ordentliche Professoren der Universität Upsala. Beide haben seither grosse Reisen in Europa gemacht und Celsius hat in Bologna mit Manfredi verkehrt; Celsius hat einen hervorragenden Antheil an der französischen Gradmessung im Norden genommen; beide sind in Lappland gewesen; beide erfreuen sich des höchsten Ruhmes in der gelehrten Welt. Beide vereinigen sich, des Celsius vielfach besprochene und vielfach bestrittene Ansichten über die Verminderung des Meeres in akademischen Reden darzulegen.[15]

Linnaeus sprach am 12. April, Celsius am 22. Juni 1743; ich will die letztere Rede hier zuerst erwähnen, da ihr Autor in dieser Sache der massgebendere und diese Rede als die Zusammenfassung seiner Anschauungen über den Gegenstand gelten kann.

Des Celsius Gedankengang ist der folgende:

Man hat den Planeten in einem dreifachen Zustande zu betrachten: in dem Zustande der Inundation, in einem mittleren Zustande und in dem Zustande der Conflagration. Von dem vor langer Zeit eingetretenen Zustande der Inundation haben wir vielfache Kunde. Wir leben in dem mittleren Zustande, aber allenthalben sehen wir das Meer zurückweichen, seine Menge schwindet, und so eilen wir dem nächsten Zustande, jenem der Conflagration, entgegen. In diesem Zustande der Conflagration befindet sich die Sonne. Die Planeten befinden sich in verschiedenen Phasen, näher oder entfernter von der Ueberschwemmung oder der Verbrennung.

Linnaeus stellt daneben und gewissermassen ergänzend die nachstehende Meinung auf:

Der Schöpfer hat nicht viele und über die ganze Welt verbreitete Individuen erschaffen. Wozu wäre die Erschaffung Vieler, da doch durch ein Paar oder durch ein Individuum derselbe Zweck erreicht werden kann? Jährlich weicht das Meer zurück und erweitern sich die Umrisse des festen Landes. Ursprünglich war das feste Land nur eine kleine Insel, auf welcher sich Alles befand, was der Schöpfer für den Gebrauch des Menschengeschlechtes bestimmt hatte. Diese Insel, das Paradies, mag man sich als einen hohen Berg unter dem Aequator vorstellen; an seinen Gehängen findet dann bis zur schneebedeckten Spitze hinauf jede Pflanzenart das ihr entsprechende Klima. Wind, Flüsse, Vögel, der eigenthümliche Bau vieler Samen, haben ihre Verbreitung in dem Maasse ermöglicht, als sich das Festland vergrössert hat.

Andreas Celsius starb schon im Jahre 1744, in demselben, in welchem diese beiden Reden zu Leyden in Druck erschienen. Während die Folgerungen des Linnaeus, obwohl von dem gleichen Standpunkte ausgehend, in ihrer Anlehnung an biblische Traditionen damals allseitig freundliche Aufnahme fanden, riefen die Darstellungen des Celsius, und insbesondere sein Hinweis auf den bevorstehenden Untergang alles Lebens, den heftigsten Widerspruch hervor. Es kam sogar so weit, dass, als der Reichshistoriker Olaus Dalin aus geschichtlichen Quellen neue Beweise für Celsius beibrachte, die schwedische Ständeversammlung durch einen besonderen Beschluss ihre Missbilligung dieser Lehre aussprach.

Das konnte den Eifer des Streites nicht mildern. Viele Forscher traten der Ansicht des Celsius bei; der Eine suchte die Verringerung der Oceane durch Verdunstung gegen den Weltraum und Abgabe von Feuchtigkeit an denselben zu erklären, ein Anderer griff zu der älteren Ansicht Pontoppidan's zurück, welche in neuerer Zeit durch Saemann wieder zu Ansehen gelangt ist, dass bei Verfestigung des Erdballes Feuchtigkeit gebunden werde. Auf der anderen Seite war Browallius, der gelehrte Bischof von Åbo, der erste unter den Gegnern. Man zeigte, dass die flache Insel Saltholm bei Kopenhagen schon im Jahre 1230 bestanden habe, dass folglich die von Celsius weiter im Norden gesammelten Erfahrungen sich im Süden nicht bestätigen. Aber auch im Norden wurde gezeigt, dass an der finnischen Küste, im Bezirke von Åbo

und in Björneborg's Län alte Bäume wenige Fuss über dem thatsächlichen Meeresspiegel stehen; so wurde z. B. ein Baum in Bjernoskärgaard gefällt, welcher nur vier Fuss über dem Wasserspiegel stand und 310 Jahre alt war. Auf diese sehr wichtigen und nie bestrittenen Thatsachen werde ich an späterer Stelle zurückzukommen haben.[16]

Das Buch des Bischofs Browallius brachte tiefen Eindruck hervor und die Schriften über diesen Gegenstand wurden seltener; im Jahre 1792 endlich, also fast fünfzig Jahre nach den beiden Reden des Celsius und des Linnaeus, trat ein gründlicher Kenner der Ostsee, Admiral Nordenankar, mit neuen Ansichten über das unzweifelhafte Sinken des Wasserstandes in einer Rede hervor, welche leider nicht die gebührende Würdigung gefunden hat.[17] Die Ostsee, meint Nordenankar, ist zu den Binnenseen zu rechnen, deren allgemeines Kennzeichen es ist, dass sie höher liegen als das Weltmeer, so wie der Mälar höher liegt als die Ostsee. Darum ist auch die Verminderung des Wassers weniger erstaunlich. Man kennt die Zeit nicht, wann sich die Ostsee durch den Öresund und die Belte mit der Nordsee in Verbindung gesetzt; damals hat die Verminderung des Wassers begonnen; man weiss auch nicht, in welchem Zeitraume das Wasser der Ostsee durch einen ständigen Ausfluss oder vermittelst eines geräumigeren Durchbruches im Stande ist, sich mit dem Weltmeere ins Gleichgewicht zu setzen; dann müsste das Sinken des Wasserspiegels sein Ende erreichen. Nicht weniger als zweihundert Flüsse strömen vom Lande her den verschiedenen Theilen der Ostsee zu, und daher ist der Wasserstand in verschiedenen Jahren und Jahreszeiten verschieden. Anhaltender Wind beschleunigt oder hemmt, je nach seiner Richtung, den Abfluss ins Weltmeer und beeinflusst den Wasserstand.

Dieser Rede gebührt das Verdienst, dass in derselben bei Beurtheilung der strittigen Frage zum ersten Male die besonderen Verhältnisse der Ostsee und der mächtige Einfluss des zufliessenden Süsswassers hervorgehoben sind.

In Italien hatte man sich jedoch unterdessen den älteren Ansichten Swedenborg's wieder genähert.

In dem ersten Bande der Werke des Mathematikers Frisi, welcher im Jahre 1782 zu Mailand erschien, befindet sich eine

bemerkenswerthe Abhandlung ‚De aucta et imminuta Marium Altitudine'. Der Verfasser entnimmt insbesondere aus den Beobachtungen des Celsius und des Manfredi, dass im Norden der Meeresspiegel sinke, im Mittelmeere dagegen sich erhebe. Es hätten zwar hervorragende Männer die Meinung ausgesprochen, dass das feste Land von Scandinavien durch die Gewalt eines unterirdischen Feuers erhoben werde (Runeberg), aber eine solche Erhebung so weiter Landstriche und so mächtiger Gebirgszüge könne nicht ohne grosse und andauernde Erschütterungen der Erde und ohne dass stellenweise das unterirdische Feuer hervortrete und nur auf eine ungleichmässige Weise vor sich gehen. Frisi bemerkt weiter, dass allerdings alle in offener Verbindung stehenden Meere sich der Form irgend einer continuirlichen Curve fügen müssen, dass aber eine erhöhte Drehungsgeschwindigkeit gegen die Pole hin ein Herabdrücken des Meeresspiegels hervorbringen werde. Eine solche Beschleunigung der Rotation erfahre jeder in der Verdichtung begriffener Körper, welcher um eine bestimmte Axe sich dreht.[18]

In Italien selbst entstanden Zweifel. Breislak sah die Spuren an dem Serapistempel bei Puzzuoli; er musste eingestehen, dass eine entsprechende Erklärung nicht gefunden sei, und deutete in der im Jahre 1801 erschienenen französischen Ausgabe seiner Reisen in Campanien die Meinung an, das Land selbst habe sich um fünf Meter gesenkt und dann wieder um ebensoviel erhoben. Der Uebersetzer Pommereuil bemerkt freilich hiezu, ‚dieser Gedanke gleiche einem Scherze; es heisse dies den gordischen Knoten durchhauen, da man ihn nicht zu lösen wisse'.[19]

Gegen Frisi wendete sich Playfair im Jahre 1802 hauptsächlich darum, weil seither unter den Tropen Korallenbildungen über dem heutigen Meeresspiegel angetroffen seien, und, zur älteren Ansicht des Lazzaro Moro zurückkehrend, gelangte er zu dem Schlusse, dass in Schweden in der That das feste Land selbst in Erhebung begriffen sei. Dabei betont aber Playfair den Mangel an zuverlässigen Beobachtungen und die Schwierigkeit derselben. Was man heute für sicher halte, seien vorgreifende Anschauungen, welche die Zukunft ändern und berichtigen werde.[20]

Bald folgte mit weit grösserer Entschiedenheit L. v. Buch derselben Richtung. In den letzten Tagen des September 1807 reiste derselbe von Torneå nach Süden. ‚Gewiss ist', schrieb er damals, ‚dass der Meeresspiegel nicht sinken kann; das erlaubt das Gleichgewicht der Meere schlechterdings nicht. Da nun aber das Phänomen der Abnahme sich gar nicht bezweifeln lässt, so bleibt, so viel wir jetzt sehen, kein anderer Ausweg als die Ueberzeugung, dass ganz Schweden sich langsam in die Höhe erhebe, von Frederikshald bis gegen Åbo und vielleicht bis gegen Petersburg hin.'[21]

Eine Wendung der Ansichten bereitet sich vor. Die Desiccationstheorie, wie wir die Lehre Maillet's und Celsius' nennen wollen, beginnt der Elevationstheorie Playfair's und L. v. Buch's zu weichen.

Freilich darf man nicht meinen, dass die Desiccationstheorie sofort aufgegeben worden sei. Es folgte vielmehr noch eine Spanne Zeit, in welcher sie grössere Volksthümlichkeit erlangte als je zuvor. Das war, als an dem Schlusse der grossen Kriege Millionen von Menschen für den 18. Juli 1816 den Untergang der Welt erwarteten. So wie das einzelne Individuum, durch Nahrungsmangel oder durch Blutarmuth physisch geschwächt, zu Seelenstörungen geneigt ist, in welchen Schwermuth, Angstgefühl und unbestimmte Todesahnungen nach Ausdruck ringen, konnte man damals die Erschöpfung der Völker an der unwiderstehlichen Gewalt ermessen, mit welcher, einer geistigen Epidemie vergleichbar, die Ansicht von dem unmittelbar bevorstehenden Ende alles Lebenden ganze Nationen ergriff. Mit Vorliebe beschäftigten sich nun die öffentlichen Blätter mit der Theorie des Celsius, welche, vor Jahren als pessimistisch verdammt, weil sie den Untergang des Lebens verkündete, nun plötzlich als Trösterin der geängstigten Menschheit erschien, welcher sie ja noch so und so viele Jahrtausende des Daseins gönnen wollte. Das gefürchtete Datum ging vorüber; es folgte noch eine kleine Polemik, dann sank der ganze Zwischenfall in die Vergessenheit.[22]

Die Elevationstheorie war jedoch darum noch lange nicht zur Herrschaft gekommen. Viele der hervorragendsten Geologen der damaligen Zeit verhielten sich ablehnend. Als Cuvier und

Brogniart in der Umgegend von Paris den wiederholten Wechsel von Meeres- und von Süsswasserbildungen nachgewiesen hatten, sprachen sie in ihrer Darstellung doch nirgends von Erhebung oder von Senkung des Landes. Die Kreide, so beiläufig sagen sie, wird von einem ersten Meere abgelagert, dieses zieht sich zurück (se retire), Süsswasserbildungen folgen . . ., ein anderes Meer, von anderen Conchylien bevölkert, kommt zurück (revient), dieses zieht sich abermals zurück (se retire) u. s. f.[23] Dieselben Ausdrücke wählte Omalius d'Halloy im Jahre 1813,[24] und als im Jahre 1827 Constantin Prevost es unternahm, vor der französischen Akademie die Resultate dieser für die damalige Zeit massgebenden stratigraphischen Untersuchungen zu bestreiten, stützte sich derselbe ebenfalls nicht auf die Elevationstheorie. Er bezweifelte im Gegentheile, dass jene eingeschalteten Süsswasserbildungen als ein Zeichen des vollen Rückzuges des Meeres angesehen werden dürften, und versuchte die ganze Schichtfolge von Paris nur durch eine wiederholte Senkung der Wässer zu erklären, auf veränderter Grundlage und in neuer Form zu der Grundanschauung des Celsius zurückkehrend.[25]

Selbst der gewissenhafte K. v. Hoff, welcher sich in Deutschland ganz besonders der Erforschung ähnlicher Fragen hingegeben hatte, konnte noch im Jahre 1822 sich der Meinung L. v. Buch's nicht anschliessen. Auch er meinte, das Sinken des Meeres könne nur ein allgemeines und gleichförmiges sein, den ‚kühnen Gedanken' L. v. Buch's aber betrachtete er als ein ‚wahrhaft desperates' Mittel der Erklärung.[26]

Dieser Ausdruck fand die laute Zustimmung des unsterblichen Goethe, und er widmete aus diesem Anlasse Hoff einen bemerkenswerthen Aufsatz über den Serapistempel. ‚Denn was ist die ganze Heberei der Gebirge zuletzt, schrieb Goethe, als ein mechanisches Mittel, ohne dem Verstand irgend eine Möglichkeit, der Einbildungskraft irgend eine Thulichkeit zu verleihen? Es sind blos Worte, die weder Begriff noch Bild geben.'[27]

Die Erde kann sich nicht heben, sagt Dante, das ist gegen ihre Natur, und es besteht eine eigenthümliche Parallele zwischen diesen Worten und jenen, welche ein halbes Jahrtausend darnach Wolfgang v. Goethe niederschrieb. In der Geschichte des mensch-

lichen Geistes steht Niemand über diesen Beiden und gar Wenige stehen neben ihnen. Ihr geklärtes Auge sah die Schwierigkeiten, aber eine befriedigende Lösung vermochten auch sie nicht zu geben. Das Bedürfniss nach einer solchen führte wieder zur Erhebungstheorie zurück. Im Jahre 1834 fügte auch Hoff sich der neuen Anschauung von der gleichmässigen Erhebung der Festländer, bewogen durch neue Berichte und durch die von Humboldt, L. v. Buch und andere Zeitgenossen einstweilen weiter ausgebildete Lehre von der Erhebung der Vulcane und der Gebirge.

Die bedeutendste Festigung erhielt bald darauf die Erhebungstheorie durch die Untersuchungen von Ch. Lyell und Ch. Darwin.

Ch. Lyell reiste im Sommer 1834 nach Schweden, überzeugte sich von der Richtigkeit der angeführten Thatsachen und hob schon in seinen ersten Berichten hervor, dass die Anzeichen der Erhebung des Landes im Norden viel unzweifelhafter seien als im Süden.[28] In späterer Zeit neigte er sich, insbesondere auf die Angaben Nilsson's gestützt, der Meinung zu, dass die Erhebung des Landes im nördlichen Scandinavien am beträchtlichsten sei, gegen Süd abnehme, und bei Södertelje, wenige Meilen südwestlich von Stockholm, verschwinde, dass von da an aber gegen das südliche Ende der Halbinsel eine Senkung vor sich gehe, so dass thatsächlich eine Schaukelbewegung mit allerdings viel kürzerem Südflügel vorhanden wäre.[29]

In den Jahren 1832—1836 vollführte Ch. Darwin seine denkwürdige Reise in den Pacifischen Ocean und nach Südamerika. Die Erkenntniss von dem Baue der Korallenriffe leitete ihn zunächst zu der Voraussetzung einer höchst ausgedehnten Senkung, in welcher der grösste Theil des Untergrundes des stillen Weltmeeres in den wärmeren Breiten begriffen sein sollte. Es wurde sogar der Versuch gemacht, auf einer Karte für diese Breiten über die ganze Erde hin Gebiete der Erhebung und der Senkung zu unterscheiden.[30]

Der Besuch der südamerikanischen Küsten aber brachte die Darlegung einer den ganzen südlichen Theil dieses Continentes bis etwa zum 30. Breitegrade herauf umfassenden Erhebung, welche jedoch, da sie die Spuren des Meeres in terrassenförmigen

Absätzen zurücklässt, nach Darwin's Ansicht eine intermittirende sein sollte.[31]

Aber gerade die ausserordentliche räumliche Ausdehnung der Erscheinung und der intermittirende Charakter derselben begannen neue Zweifel zu erwecken. Das wesentlichste Argument bei Begründung der Elevationstheorie war eben die örtliche Mannigfaltigkeit der Niveauveränderungen des Strandes gewesen, und nun begann der Umfang der Beweise über den Rahmen der Voraussetzungen hinaus zu wachsen.

Die Angaben von Bravais, dass zwei im Altenfjord bei Hammerfest vorhandene Strandlinien nicht horizontal seien, und dass das Gefälle der höheren Terrasse grösser als das der tieferen sei, vermochte nicht mehr entscheidenden Einfluss zu Gunsten der Elevationstheorie auszuüben. Allerdings meinte Elie de Beaumont in einem ausführlichen Berichte, diesen Angaben die Anzeichen von Beziehungen zwischen der Erhebung der norwegischen Gebirgskette und der Trockenlegung der vorliegenden Terrassen entnehmen zu können, aber der in demselben Berichte gegebene Nachweis der Ausbreitung ähnlicher Terrassen über das ganze nördliche Europa enthält zugleich die Widerlegung dieser Voraussetzung. Auch ist seither die thatsächliche Unrichtigkeit der Beobachtungen von Bravais gezeigt worden. Die Terrassen halten bei Hammerfest eine ebenso genaue Parallellinie mit dem heutigen Meeresspiegel ein wie in dem ganzen übrigen Norwegen, und Bravais scheint Stücke verschiedener Strandlinien und Terrassen in dieselbe Linie der Messungen gezogen zu haben.[32]

Dieselbe Commission scientifique du Nord, in deren Auftrag Bravais nach dem Norden gegangen war, hatte als Geologen auch Durocher und Eugène Robert abgesendet. Während der den damals herrschenden Ansichten so sehr entsprechende und doch, wie sich seither zeigte, irrige Bericht des Bravais allseitige Anerkennung fand, ist die gleiche Anerkennung der umfangreichen und höchst werthvollen Zusammenstellung der Thatsachen, welche Eugène Robert lieferte, nicht zu Theil geworden. Diese Arbeit wurde im Jahre 1844 der französischen Akademie vorgelegt.[33] Sie zeigt zum ersten Male die Ausbreitung des Phänomens über den ganzen Norden, und obwohl der Verfasser es nirgends gewagt

hat, die letzten Schlüsse aus seinen Erfahrungen zu ziehen, erkennt man, dass ihm die Unhaltbarkeit der herrschenden Lehre ziemlich klar war.

An dem Ende seiner Schrift stellt Eug. Robert die folgenden Sätze auf:

1. Dass die Spuren verlassener Meeresufer nicht gleichförmig auf der Erde verbreitet zu sein scheinen; auf der südlichen Hemisphäre seien sie seltener.

2. Dass diese Spuren um so häufiger zu sein scheinen, je mehr man sich den Polen nähert, was möglicherweise auch nur daher rühren könne, dass man sie gerade dort bemerkt, wo eine wenig dichte Bevölkerung, ohne unsere grossen industriellen Hilfsmittel, das von ihr bewohnte Land nur wenig verändert hat.

3. Dass sie auch um so stärker ausgeprägt sind, je mehr man sich vom Aequator entfernt, was Robert auch als möglicherweise nur in der geringeren Zerstörung durch die Atmosphäre und den Pflanzenwuchs im Norden erklärt.

4. Dass die unbestreitbarsten Spuren gegen Nord ihre höchste Höhe (162—195 Meter) erreichen.[34]

Diese Arbeit Eug. Robert's, welche geeignet gewesen wäre, sehr anregend zu wirken, ist nur wenig bekannt geworden. Immerhin trat die Erkenntniss von der grossen Verbreitung der Terrassen mehr und mehr hervor, und gerade jene Männer, welche sich der speciellen Erforschung derselben widmeten, konnten sich am wenigsten ihrer Bedenken gegen die alte Elevationstheorie erwehren.

Im Jahre 1848 veröffentlichte R. Chambers ein inhaltsreiches Buch über alte Meeresränder, in welchem die Terrassenbildungen von Nordamerika, Grossbritannien, Frankreich und Norwegen verglichen werden. Ausdrücklich hebt Chambers hervor, dass keine in der Gegenwart beobachtete Erhebung sich über ein Gebiet von nur annähernd gleicher Ausdehnung erstrecke. ‚Die Recession, Accession und die abermalige Recession der Wässer,‘ sagt derselbe, ‚welche hier (in England) angedeutet sind, bedeuten nicht unbedingt ebensoviele Hebungen und Senkungen unserer Insel, sondern mögen ihre Erklärung finden indem wir voraussetzen, dass irgend ein entfernter Meeresgrund sinke, sich erhebe und abermals

sinke. Vielleicht mag es irgend eine solche latente Ursache sein, welche jenes Untertauchen der Wälder, jene Abwaschungen unserer Küste verursacht haben, mit welchen jeder englische Geologe vertraut ist. Ich wenigstens finde eine besondere Schwierigkeit der Zulassung theilweiser Senkungen des Landes in den britischen Inseln in der Gleichförmigkeit der Terrassen, welche die Küsten umgeben, da in diesem Falle Ablenkungen von der geraden Linie bemerkbar sein müssten, was, wie ich sicher bin, nicht der Fall ist'.[35]

Aus diesen Gründen auf eine locale Erklärung verzichtend, spricht Chambers die Vermuthung aus, dass die ausgedehnte Senkung in dem Gebiete der Koralleninseln, also im tropischen Gürtel, einen Abfluss der Wässer von den Polen herbeiführen müsse. Es ist dies der erste mir bekannte Versuch, die Atollbildung in den Tropen und die Terrassenbildung in den höheren Breiten in einen ursächlichen Zusammenhang zu bringen.

In demselben Jahre 1848 erschien Domeyko's Beschreibung der Terrassen an der chilenischen Küste. Er verglich sie unmittelbar mit den norwegischen Terrassen. Mochte auch Bravais angegeben haben, dass im Altenfjord merkbare Ablenkungen von der horizontalen Richtung erkennbar seien, und obwohl die Linien des späten Aufenthaltes des Meeres an so entfernten Punkten wie einerseits Coquimbo und anderseits Altenfjord in sehr verschiedenen Höhen auftreten, so sei doch in jeder dieser beiden Regionen die Zahl dieser Linien nur eine beschränkte. Man müsse daher vermuthen, dass Erscheinungen dieser Art von keineswegs örtlichen Ursachen abhängig, sondern vielmehr mit Umständen in Verbindung seien, welche die grossen Revolutionen der Erde beeinflussen und gleichzeitig auf beiden Hemisphären wirksam sind.[36]

Im folgenden Jahre 1849 äusserte Dana, von weiten Reisen im nördlichen Theile des pacifischen Oceans zurückkehrend, die Ansicht, dass die beträchtlichste Erhebung gegen den Nordpol hin stattfinde und die entgegengesetzte Bewegung gegen den Aequator.[37]

Während auf diese Weise die Elevationstheorie aus der Erweiterung der Kenntnisse von dem Wesen dieser Erscheinungen keinerlei Befestigung zu gewinnen vermochte, wuchs an ihrer Seite

eine neue Richtung empor, welche ernstlich die Frage nach der Unveränderlichkeit der Gleichgewichtsbedingungen der Meere aufwarf. Sehr verschiedene Ursachen einer allgemeinen Abänderung der Gestalt der Meeresfläche sind im Laufe der Jahre genannt worden; in allen fällt der Schwerkraft eine entscheidende Rolle zu. Ich will daher diese ganze Gruppe von Anschauungen, einen Ausdruck J. Croll's erweiternd, als die Gruppe der Gravitationstheorien bezeichnen.

Die Streitfrage Dante's und seiner Gegner war eine Gravitationsfrage. Swedenborg's Anschauungen fallen in diese Gruppe. Als später Halley's Theorie von einer selbständig im Innern des hohlen Erdkörpers sich bewegenden Terella, welche die Verschiebung der magnetischen Pole bewirke, in Blüthe stand, meinte L. Bertrand, dass die Anhäufung oder Verringerung des Meerwassers an einzelnen Theilen der Erdoberfläche durch die jeweilige Lage der Terella bedingt sei.[38] Im Jahre 1804 ging Wrede von der Voraussetzung aus, dass der Schwerpunkt der Erde nicht nothwendig mit dem Mittelpunkte ihrer Figur zusammen fallen müsse und dass seine Lage verändert werde durch die Verschleppung der Sedimente und viele andere Umstände. Hievon sei aber der Stand der Meere abhängig.[39]

Alle diese Ansichten rechnen wir zur Gruppe der Gravitationstheorien, ebenso auch die wichtigen Arbeiten von Adhémar.

Bertrand und Wrede suchten die Quelle der Veränderung innerhalb oder auf unserem Planeten, Adhémar dagegen ausserhalb desselben, in seinen Beziehungen zu anderen Weltkörpern; seine Lehre folgt also beiläufig jener Richtung, welche zur Erklärung der Gezeiten geführt hat.

Die massgebende Begründung dieser Ansicht ist im Jahre 1842 erschienen.[40]

Ihr wesentlicher Inhalt ist der folgende. Die Eigenwärme des Planeten erscheint an der Oberfläche desselben in wenig merkbarer Weise und kann als unveränderlich angesehen werden. Was wir an Wärme empfinden ist fast ausschliesslich Sonnenwärme. Diese Sonnenwärme empfängt ein gegebener Ort nur während des Tages; während der Nacht gibt er wieder Sonnenwärme ab, und bei gleicher Länge des Tages und der Nacht hält das Mass täg-

licher Erwärmung und nächtlicher Abkühlung sich die Wage. Die Dauer des Tages ist also eines der wesentlichsten und bestimmenden Elemente für die Temperatur eines Ortes. Der Südpol hat in einem Jahre um 168 mehr Stunden der Nacht als des Tages; er empfängt also weniger Sonnenschein, hat dagegen mehr Kälte und weit mehr Gelegenheit zur Eisbildung als die Gegenden um den Nordpol, wo die Stunden des Tages um 168 zahlreicher sind als jene der Nacht. Dieser Umstand ist von der Stellung der Erde zur Sonne und von ihrer Bewegung abhängig. Durch die Praecession der Aequinoctien würde die Tag- und Nachtgleiche für uns nach 25.900 Jahren wieder an dieselbe Stelle der Erdbahn fallen, da jedoch die gleichzeitige Verschiebung des Perihels in Betracht kommt, verringert sich diese Periode auf beiläufig 21.000 Jahre. Während daher bei uns jetzt die Summe von Frühjahr und Sommer um einige Tage länger ist als die Summe von Herbst und Winter, wird nach der Hälfte dieser Periode, also nach 10.500 Jahren, genau das entgegengesetzte Verhältniss für die Dauer der Jahreszeiten gelten. Im Jahre 1248 unserer Zeitrechnung traf die Tag- und Nachtgleiche mit dem Perihel zusammen; seit dieser Zeit erkaltet allmälig die nördliche Hemisphäre und erwärmt sich die südliche. Bis zu dem Jahre 1248 waren diese Umstände die Veranlassung der fortwährenden Vergrösserung der Calotte von Eis, welche den antarktischen Pol umgibt; durch die Bildung dieser Calotte wurde der Schwerpunkt des Planeten verrückt und wurden die Oceane südwärts gezogen. Hiedurch erklärt sich die grössere Ausdehnung der südlichen Meere, während gegen Nord das Land vorwiegt. Nach 10.500 Jahren, also etwa im Jahre 11.748 unserer Zeitrechnung, müsste derselbe Zustand grösster Kälte und Wasserbedeckung für den Nordpol erreicht sein.

Hienach wäre also durch die planetarische Bewegung eine periodische Verlegung der Eiscalotte von einem Pol zum andern bedingt, welche begleitet wäre von der grösseren Ueberfluthung der betreffenden Erdhälfte.

Es muss jedoch bemerkt werden, dass die historischen Erfahrungen diesem Ergebnisse widersprechen. Denn wenn in der That seit dem Jahre 1248 die nördliche Erdhälfte in Abkühlung, ihre Eiscalotte daher im Zunehmen begriffen wäre, müsste wohl, da

bis heute beiläufig $^1/_{17}$ der Periode bis zur höchsten Anschwellung der Meere im Norden bereits verstrichen ist, irgend ein Ansteigen der Wässer an allen nördlichen Ufern bemerkbar sein, was nicht der Fall ist. Adhémar hat diesen Widerspruch wohl gefühlt und einen Versuch gemacht, demselben zu begegnen. Er nahm an, dass das antarktische Eis einer längeren Zeit bedürfe, um gelockert zu werden, und dass sogar eine plötzliche Ausgleichung möglich sein könne, sobald der Schwerpunkt die Ebene des Aequators kreuzt. Das baltische Phänomen sei vielleicht örtlichen Umständen zuzuschreiben.

Trotz dieser und mancher anderen Schwächen hat dennoch Adhémar's Buch ausserordentlich belebend gewirkt, als ein ernster Versuch, zugleich drei grosse Erscheinungen, nämlich das Vorwiegen des Wassers auf der südlichen Erdhälfte, die periodische Wiederkehr von Eiszeiten und die Allgemeinheit und Stetigkeit der Schwankungen der Strandlinie zu erklären. Croll in England, Schmick in Deutschland und viele Andere haben die Anschauungen Adhémars berichtigt und erweitert, Alle festhaltend an dem Grundgedanken einer Anschwellung der Meere, welche periodisch von einem Erdpol zum anderen übertragen wird. Dagegen haben hervorragende Klimatologen, wie namentlich A. Woeikof sich mit Entschiedenheit dahin geäussert, dass die von Adhémar und seinen Nachfolgern dieser Theorie zu Grunde gelegten Umstände überhaupt eine so weitgehende Aenderung des Klimas durchaus nicht herbeizuführen vermögen.[41]

Jede wie immer geartete Richtung aus der Gruppe der Gravitationstheorien setzt voraus, dass die Summe der Beobachtungen über das Auftreten solcher Schwankungen in den verschiedenen Welttheilen, nach Ausscheidung des Irrigen oder des Unzuverlässigen, sich durch irgend eine einfache Formel ausdrücken lasse, d. h. dass grosse und zusammenhängende Gebiete der Anschwellung und der Depression hervortreten, welche gegen die Rotationsaxe der Erde nach irgend einem leicht kennbaren Gesetze gelagert sind. Sollte im Gegentheile sich ein sporadisches, keiner erkennbaren Regel folgendes Auftreten dieser Schwankungen erweisen lassen, so dürfte ihre Ursache nicht in Formveränderungen des Meeres gesucht werden, die ganze Gruppe der Gravitationstheorien

wäre beseitigt, und man müsste trotz aller Einwendungen zu der Annahme von Bewegungen des Festen zurückkehren.

Es fehlt nicht an solchen Versuchen, die räumliche Vertheilung der sogenannten ‚säcularen Schwankungen' zu ermitteln. Wir besitzen solche von Récluz,[42] Peschel,[43] Hahn,[44] Issel[45] und Anderen; auch H. G. Credner hat ein solches Uebersichtskärtchen veröffentlicht.[46]

Diese Versuche haben zu einheitlichen Ergebnissen, welche sich etwa in die Form eines Gesetzes bringen liessen, nicht geführt. Alle diese Autoren führen Hebungen und Senkungen in den verschiedensten geographischen Breiten, oft auch entgegengesetzte Bewegungen in sehr nahe gelegenen Gebieten an.

Anders verhält es sich mit den von H. H. Howorth durchgeführten Vergleichen. In einer Anzahl seit dem Jahre 1871 erschienener Schriften suchte dieser, stets auf dem Standpunkte der Elevationstheorie verharrend, zu zeigen, dass alles Land gegen beide Pole hin sich erhebe, und kam endlich zu dem Resultate, dass es sich um eine wahre Deformation des Planeten handle, dass der Erdball sich nämlich gegen den Aequator einschnüre, während die Maxima der steigenden Convexität wahrscheinlich mit den magnetischen Polen zusammenfallen.[47]

Sonderbarerweise scheint Howorth nicht bemerkt zu haben, dass seine Ergebnisse, wenn sie sich bewahrheiten würden, zugleich das Wesen der Elevationstheorie selbst erschüttern und die Frage eröffnen würden, ob dieses einheitliche Resultat nicht einer Aenderung der Gestalt der Meeresfläche zuzuschreiben sei. Es mag auch zugestanden werden, dass die thatsächlichen Angaben bei Howorth ziemlich lückenhaft sind und dass manche widersprechende Beobachtung ohne Erklärung bleibt, aber auf der anderen Seite ist zu erwähnen, dass vollkommen selbständig von Howorth auf einer anderen Grundlage, nämlich durch die Vergleichung der heutigen Verbreitung der organischen Wesen, Th. Belt zu einem Ergebnisse gelangt ist, welches, in seiner Erklärungsweise ganz verschieden, in seinem Wesen mit Howorth ganz übereinstimmt.[48]

Belt behauptet, dass seit der Diluvialzeit eine Anschwellung der Wässer um den Aequator stattfinde. Die Verschiedenheit der

Meeresconchylien an beiden Seiten der Landenge von Panama, die Uebereinstimmung der Landconchylien der nördlichen Inseln Westindiens bis Puerto-Rico mit Centralamerika und Mexico, jener der südlichen Inseln theils mit Venezuela und theils mit Guyana, die bekannten Lebensverhältnisse des malayischen Archipels, die Riesenbilder der Osterinsel sind für Belt ebensoviele Beweise dieser fortdauernden Anschwellung. Die Erklärung sucht derselbe in der periodischen gleichzeitigen Bildung von Eiscalotten an beiden Polen, welche sich aus Aenderungen in der Schiefe der Ekliptik ergeben soll.

Die Einschnürung des Erdballes um den Aequator nach Howorth und die Anschwellung der Oceane rings um den Aequator nach Belt sind aber nur zweierlei Erklärungen einer und derselben übereinstimmenden Auffassung der Thatsachen.

Diese Auffassung ist aber dieselbe, welche aus sehr verschiedenen Gründen vor langen Jahren Swedenborg, dann Frisi, in neuerer Zeit R. Chambers theilten. Sie setzt eine zu beiden Seiten des Aequators annähernd symmetrische und übereinstimmende Anordnung der Regionen der Anschwellung und Depression voraus, während aus den Voraussetzungen Adhémar's und seiner Nachfolger die Schwankungen zu beiden Seiten des Aequators entgegengesetzt, d. i. complementär sein sollten.

Die heutige Literatur nun zeigt, dass auch jetzt noch die Meinungen über diese wichtige Frage weit auseinandergehen.

Der eben besprochenen Ansicht, welche eine symmetrische Verschiebung der Wassermengen zu beiden Seiten des Aequators voraussetzt, sind, wie wir eben sahen, auf verschiedenen Wegen Howorth und Belt zugeführt worden.

Man kann wahrnehmen, dass der Gedankengang mehrerer angesehener Beobachter sich dieser Gruppe von Anschauungen nähert. Ich nenne insbesondere den genauen Kenner des trockengelegten Strandes in Neu-Seeland, Jul. v. Haast,[49] und den Beschreiber des jüngeren Schwemmlandes von New-Hampshire, Warren Upham.[50] N. S. Shaler hat im Jahre 1875 die Theorien von Adhémar und Croll als sehr unwahrscheinlich erklärt, da alle Erfahrung für die Gleichzeitigkeit der kalten Epoche an beiden Polen spreche, aber seine Ueberzeugung ausgesprochen, dass

nichtsdestoweniger das Meer und nicht das Land das Element sei, welches die Veränderungen herbeiführt.[51]

Die von Adhémar eingeleitete Gravitationstheorie, welche von der asymmetrischen Anhäufung der Meere ausgeht, hat dennoch in der von Croll wesentlich vervollständigten Gestalt in England zahlreiche Freunde gefunden. Ch. Darwin, Geikie und viele Andere haben sich ihr rückhaltslos in den letzten Jahren angeschlossen; allerdings ist in den meisten Fällen mehr die Veränderung der Klimate als der Wasserstände in Frage gekommen.

Ch. Lyell ist in seinem langen, für unsere Wissenschaft so fruchtbaren Leben stets ein lebhafter Gegner der Erhebung vulcanischer Berge, d. i. der Lehre von den Erhebungskrateren, und ein ebenso lebhafter und einflussreicher Vertheidiger der Lehre von den säcularen Schwankungen der Continente gewesen. Ueber die Bildung der Gebirgsketten hat er sich niemals mit gleicher Entschiedenheit ausgesprochen. In den letzten Ausgaben seiner Principien sind nun alle älteren Ansichten und Beweise für continentale Bewegungen festgehalten, aber nichtsdestoweniger wird auch Croll's Theorie als die Enthüllung einer bisher vernachlässigten ‚vera causa' einer gewissen Schwankung der Höhe der Oceane anerkannt.[52]

Die Stütze der Elevationstheorie ist auch heute noch die behauptete ungleichartige Bewegung benachbarter Orte und die angebliche Schaukelbewegung ganzer Landestheile, wie Schwedens und Grönlands. Trotz der Angriffe einzelner Physiker, die sich hauptsächlich gegen die Mängel einer näheren Bezeichnung der ausserordentlichen Kraft richten, welche grosse Theile der Erdoberfläche erheben und senken soll, hat sich die Elevationstheorie namentlich unter den Geologen der stratigraphischen Richtung bis zum heutigen Tage als die massgebende Lehre behauptet und wird aus ihr die Erklärung der Transgressionen und der Lücken in der Formationsreihe wie vor vierzig und fünfzig Jahren abgeleitet.[53]

Wrede's Ansicht von der Aenderung des Schwerpunktes des Festen durch die Verschleppung der Sedimente wurde vor einiger Zeit wieder durch G. Jäger vertreten.[54]

H. Trautschold hat sein Urtheil aus der Vergleichung der Beschaffenheit und der Verbreitung der Sedimente der Vorzeit

geschöpft und hat in wiederholten Schriften, der herrschenden Meinung gegenüber, beharrlich die Ansicht festgehalten, dass säculare Bewegungen der Continente nach aufwärts oder abwärts nicht stattfinden.[55]

Dieses weite Auseinandertreten der Meinungen in einer für unsere Wissenschaft massgebenden Frage hat mich veranlasst, die vorliegenden thatsächlichen Angaben der Beobachter einer nochmaligen Prüfung zu unterziehen. Ich habe mich zu dieser Arbeit um so mehr veranlasst gefühlt, als ich, den Lehren hochgeehrter Meister vertrauend, vor mehreren Jahren in einer Schrift über die Entstehung der Alpen noch den Versuch unternommen habe, die neueren Anschauungen über die Bildung der Gebirge in Einklang zu bringen mit diesen Lehren. Damals wurde nämlich geäussert, dass die Bewegung Scandinaviens angesehen werden dürfe als die Bildung einer Erdfalte von grosser Amplitude. Wenn auch hinzugefügt worden ist, dass die ausserordentliche Verbreitung gewisser Meeresablagerungen, wie namentlich der mittleren Kreide, auf diesem Wege allein nicht zu erklären sei, und wenn auch damals schon ausgesprochen worden ist, dass die zeitweilige Erweiterung der Meere von grösseren allgemeinen Ursachen abhängen müsse, welchen wahrscheinlich ein gewisser Grad von Periodicität zustehe, konnte ich mir doch nicht verhehlen, dass diese Darstellung unbefriedigend sei.[56]

Die Faltung der Gebirge und die Entstehung von horizontalen Strandlinien, welche ununterbrochen über die verschiedenartigsten Bruchstücke von Gebirgen hinlaufen, sind eben gänzlich verschiedene Dinge, und die Elevationstheorie schreibt daher der Lithosphäre zwei völlig verschiedenartige Bewegungen zu. Die Prüfung der thatsächlichen Angaben, auf welchen sie beruht, hat sich aber als eine recht schwierige Arbeit erwiesen.

Schon in der Jahresversammlung der britischen geologischen Gesellschaft für 1834, nicht lange nachdem der letzte Band der ersten Auflage von Lyell's Principien der Geologie erschienen war, warnte der Vorsitzende Greenough vor einer allzu raschen Zustimmung zu der damals immer grössere Anerkennung gewinnenden Elevationstheorie. Die Angaben über die chilenische Erhebung im Jahre 1822 seien unzuverlässig, das Wort ‚Elevation'

werde in verschiedenem Sinne gebraucht, von der gleichförmigen Erhebung eines ganzen Continentes könne man sich überhaupt kaum eine Vorstellung machen; nöthig vor Allem sei eine Terminologie, welche keine vorgefasste Meinung in sich schliesst.[57]

Diese Warnung scheint keinen Erfolg gehabt zu haben, und erst im Jahre 1848 trat Rob. Chambers mit einer neuen Ausdrucksweise hervor, indem er weder von Erhebung noch von Senkung sprach, sondern nur ‚shifts of relative level' oder, wie wir sagen werden, ‚Verschiebungen der Strandlinie' erwähnte.

Sobald man sich für diese neutralen Worte entschieden hat, müssen folgerichtig die Verschiebungen der Strandlinie gegen aufwärts als die positiven und jene nach abwärts als die negativen bezeichnet werden, und zwar darum, weil dies die Bezeichnungsweise aller Pegel und Mareographen der Welt ist. Hier ist die Wahl nicht frei, und alle Forscher, welche aus dem gar leicht zu durchsegelnden offenen Meere der Theorien sich dem Ufer der festen Thatsachen zu nähern versucht haben, welche nämlich am Ufer in directen Messungen des Wasserstandes Aufschluss gesucht haben, wie Forssman bei seinen wichtigen Arbeiten über den Wasserstand des baltischen Meeres, sind von selbst aus den Messungen zu den Zeichen + und — gelangt. Darum entspricht sachlich dem älteren Ausdrucke ‚Erhebung des Landes' hier der Ausdruck ‚negative Verschiebung der Strandlinie' und der Senkung des Landes die ‚positive Verschiebung'.

Wenn man aber nun, mit dieser neutralen Terminologie ausgerüstet, an eine ernste Prüfung der Sachlage zu schreiten versucht, tritt eine solche Fülle den Meeresspiegel beeinflussender Umstände, so vielfache Unsicherheit in den vorliegenden Angaben und eine solche Mannigfaltigkeit der Fehlerquellen hervor, dass endlich als das Ergebniss der jahrelangen Arbeit nicht viel Anderes bleibt als die Ueberzeugung von der Irrthümlichkeit mancher Sätze, welche trotz der Warnungen vorurtheilsfreier Männer zu herrschenden Schulmeinungen geworden sind, und die Hoffnung, dass es der hinter uns aufstrebenden Generation gelingen werde, zu einer genaueren Erkenntniss der Statik der Meere zu gelangen. Darum sind auch die nachfolgenden Abschnitte, so weit sie von

den Verschiebungen des Strandes sprechen, wesentlich kritischen Inhalts.

Es gibt drei Wege, um die Veränderungen der Meeresoberfläche zu verfolgen.

Der erste Weg ist die Verfolgung der wechselnden Ausbreitung der Meere der Vorzeit. Hier treten uns, obwohl die Strandlinie selbst nur gar selten erkennbar wird, die grossen Transgressionen, wie insbesondere jene der mittleren Kreide entgegen als die weit ausgedehnten Anzeichen positiver Bewegung. Häufig und wahrscheinlich in der Regel sind sie von Abrasion begleitet, und auf diesem Wege werden negative Bewegungen viel schwieriger und seltener festzustellen sein als die positiven.

Der zweite Weg ist die Vergleichung der Beschaffenheit der Sedimente der Vorzeit. Sehr hervorragende Forscher, wie Ch. Darwin, haben gemeint, dass Sedimente nur bei sinkendem Meeresgrunde, also bei positiver Bewegung, gebildet werden; dies ist durchaus nicht der Fall, aber durch überwiegend negative Bewegung wird das Herannahen jenes kritischen Zeitpunktes beschleunigt, in welchem das Sediment und die Wasserfläche in gleicher Höhe liegen. Für jetzt reicht es hin auf dasjenige zu verweisen, was in Betreff der aufgelagerten und der angelagerten Serie auf der Landenge von Suez gesagt worden ist (I, S. 487 u. folg.).

Der dritte Weg endlich ist die Betrachtung der heutigen Ufer, aber gerade hier, auf dem unmittelbarsten Wege der Prüfung der Strandmarken, begegnen wir den grössten Schwierigkeiten. Die positiven Bewegungen werden in der Regel ihre Spuren verhüllen und nur ausnahmsweise, wenn sie z. B. Korallenbauten veranlassen, deutlich zum Ausdrucke gelangen. Die negativen Merkmale werden sichtbar bleiben, und es ist sogar mehr als das zu erwarten. Auch dort, wo eine oscillirende Bewegung von vorherrschend positivem Charakter vor sich geht, mag dennoch gar oft nur ein Anzeichen negativer Bewegung sichtbar sein. Ein Beispiel mag dies versinnlichen. Es seien *ab*, *bc*, *cd* u. s. w. gleiche Räume, die in gleichen Zeiten durchmessen werden, und wir hätten vor uns eine vorherrschend positive Bewegung, wobei sich die positive Verschiebung zur negativen Recurrenz verhalte wie 4 : 3. Dann ergibt sich das folgende Schema:

						m			
		e			+ *lm*		— *mn*		
	+ *de*		— *ef*		+ *kl*		— *no*		u. s. w.
	+ *cd*		— *fg*		+ *ik*		— *op*		+ *pq*
	+ *bc*		— *gh*		+ *hi*			*p*	
	+ *ab*			*h*					
a									

Der Strand wird in 4 Zeiteinheiten 4 positive Wegeinheiten von *a* bis *e* zurücklegen, dort die höchste Marke zurücklassen, dann durch 3 negative Zeiteinheiten sinken bis *h*, hierauf wieder in 4 positiven Zeiteinheiten steigen bis *m* u. s. w. In diesem Falle bleibt aber die verlassene Strandlinie bei *e* sichtbar durch die 6 Zeiteinheiten *ef* bis *kl*, von welchen 3 negativ und 3 positiv sind, und nur durch die einzige Zeiteinheit *lm* sieht man sie nicht. Obwohl also die positive Bewegung im Verhältnisse von 4 : 3 überwiegt, ist doch die sechsfache Wahrscheinlichkeit dafür vorhanden, dass man eine Marke über dem Wasserspiegel sieht und aus ihr auf negative Bewegung schliesst. Selbst bei dem doppelten Uebergewichte der positiven Bewegung, also bei 6 : 3, wird noch immer die doppelte Wahrscheinlichkeit dafür vorhanden sein, dass man eine negative Marke über dem Wasserspiegel sieht.

Nun vollziehen sich allerdings die Vorgänge in der Natur weder nach regelmässigen Oscillationen, noch nach regelmässigen Intermittenzen, sondern es tritt eine ganze Reihe grosser und geringer Umstände in Wirksamkeit, welche die Lage des Strandes beeinflussen. Aber dieses einfachere Beispiel wurde angeführt, um zu zeigen, wie wichtig es ist, die Compensationen im Auge zu behalten.

An dem Strande sind ferner diejenigen Vorgänge, welche heute durch unmittelbare Messungen am Pegel sich ermitteln lassen, abzutrennen von jenen, welche nur auf dem Wege der Schlussfolgerung aus alten Spuren, z. B. alten Terrassen zu ermitteln sind. Eine Mittelstufe zwischen den Vorgängen des heutigen Tages und jenen der Vorzeit bilden die Spuren aus historischer Zeit, nämlich diejenigen, welche, wie z. B. Bohrlöcher von *Lithodomus* auf römischen Bauten, wenigstens eine annähernde ziffermässige Zeitbestimmung gestatten. Es ist nun freilich wahr, dass

unter Festhaltung dieses Merkmales, nämlich der Möglichkeit einer wenn auch nur annähernden ziffermässigen Feststellung der Zeit, die Bedeutung und der Umfang der historischen Zeit ein ganz anderer ist an den Mündungen des Nils als an jenen des Rheins und als an den Mündungen des Mississippi, aber es bestehen ähnliche Verschiedenheiten auch für Ausdrücke wie glacial und vorglacial. Heute noch befindet sich Grönland in der Glacialzeit, und wer etwa im 70. Breitegrade die Moränenfelder Lapplands gesehen hat, wird sich schwer zu der Ansicht entschliessen, dass diese eben so alt sein sollen als die verlassenen Moränenländer am Fusse unserer Alpen.

Es ist überhaupt eine der gefährlichsten Quellen des Irrthums darin gelegen, dass man Strandlinien von verschiedenem Alter als zusammengehörende Erscheinungen vereinigt. Die oft ausgesprochene Meinung von der schaukelförmigen Bewegung Grönlands beruht nur darauf, dass man uralte hochgelegene Strandlinien des Nordens verglichen hat mit scheinbar positiven Spuren an Gebäuden im Süden, welche der neuesten Zeit angehören. Es ist aber genügend, zu sagen, dass in dem Igallikofjord selbst, aus welchem die positive Bewegung gemeldet wurde, hochgelegene Strandlinien ebenfalls vorhanden sind, wie im Norden.

Der Wasserstand des Meeres wird beeinflusst durch die Gezeiten, durch die Sonnenwärme, durch den Luftdruck, durch vorherrschende Luftströmungen, durch Zufluss oder Verdunstung in umgrenzten Meeresräumen, durch örtliche Attractionsquellen und durch viele andere Umstände. Es sind einzelne unter denselben, welche die Ermittlung des Mittelwassers erschweren und zur Feststellung von Aenderungen in demselben eine lange Reihe von Messungen erforderlich machen; dies gilt insbesondere von den Winden und den klimatischen Elementen. Andere scheiden sich wegen ihrer Periodicität leicht aus, wie die Gezeiten. Andere, wie die Attraction der Continente, kommen hier überhaupt nur bei bestimmten tellurischen Veränderungen in Betracht. Andere, wie die Ausstreuung neuer Sedimente, wirken langsam, stetig und allgemein im positiven Sinne und zugleich attractiv für den betreffenden Ort. Es wird sich Gelegenheit finden, manche dieser Umstände näher zu betrachten.

Neben all diesen Vorgängen darf aber nicht übersehen werden, dass durch die Neubildung von oceanischen Tiefen oder durch die Anfügung neuer Senkungsfelder an die heutigen Tiefen von Zeit zu Zeit grosse und allgemeine negative Bewegungen herbeigeführt werden, und dass die Bewegungen dieser Art alle anderen an Bedeutung überwiegen.

Obwohl nun bei früherer Gelegenheit einzelne Meerestheile und insbesondere das Mittelmeer bereits eingehender besprochen worden sind und sich das verschiedene Alter der stückweisen Senkungen, des ägäischen Einbruches, des nördlichen adriatischen und des tyrrhenischen Meeres, sowie das Verhältniss dieser Meerestheile zu den älteren Ausbreitungen des Mittelmeeres mit einiger Genauigkeit ermitteln liessen, bleibt es doch zur Beurtheilung der grossen oceanischen Senkungsfelder meine Aufgabe, zuerst die Umrisse des atlantischen, dann jene des pacifischen Weltmeeres zu besprechen und beide miteinander zu vergleichen. Dabei wird sich die Gelegenheit bieten, aus der Betrachtung der Küsten jene tektonischen Grundzüge zu vervollständigen, welche in dem vorhergehenden Theile entworfen wurden, und so die Uebersicht des Antlitzes der Erde vorzubereiten, welche dem letzten Theile vorbehalten ist.

Wenn auch die Bildung des ägäischen Einbruches vielleicht in eine Zeit fällt, in welcher dieses Gebiet schon von Menschen bewohnt war, und welche jünger ist als die Eiszeit, darf doch ohne wesentlichen Irrthum behauptet werden, dass eine allgemeine Senkung des Strandes durch Neubildung einer grossen oceanischen Tiefe seit einigen Jahrtausenden nicht eingetreten ist. Man hat sich aber immer und immer wieder versucht gefühlt, die geringen Aenderungen des Strandes, welche sich da und dort unter unseren Augen vollziehen und welche, wie eben bemerkt wurde, von vielen Umständen abhängen, sofort als die unmittelbare und identische Nachfolge jener Vorgänge anzusehen, deren Spuren aus einer längst vergangenen Zeit zu uns reichen. So hat man z. B. die Veränderungen der Strandlinie der heutigen abgeschlossenen Ostsee als die identische Nachfolge jener Ursachen aufgefasst, welche die alten und hochliegenden Strandlinien und Muschelbänke eines Meeres hervorbrachten, das gewiss nicht in dieser Weise abgeschlossen war.

Hieraus ergibt sich die Nothwendigkeit der genauen Prüfung einzelner der wichtigsten Fälle von Veränderung in historischer Zeit. Führt das Ergebniss dahin, dass örtliche, z. B. klimatische oder andere Umstände da und dort grösseren Einfluss besitzen, als man ihnen einzuräumen gewöhnt war, und dass dort, wo solche Umstände fehlen, auf lange Strecken die Strandlinie in historischer Zeit keine Aenderung aufweist, so geht daraus noch nicht hervor, dass solche Aenderung nicht stattfindet. Auch die Beobachtung der Thierwelt zeigt in historischer Zeit keine Aenderung der Arten, und daraus folgt noch nicht, dass die Artmerkmale unveränderlich seien. Wir würden also nur sehen, dass innerhalb der Grenzen unserer Methode der Beobachtung und der von uns übersehbaren Zeit solche Aenderungen nicht für uns erkennbar geworden sind. Aber allerdings würden die heutigen Auffassungen manche Aenderung erleiden müssen.

Je mehr man sich in den letzten Jahren mit der Beobachtung der Erderschütterungen und der Dislocationen beschäftigt hat, um so bestimmter sind die Merkmale einer neuen Dislocation der Lithosphäre, sowie die Seltenheit solcher Vorfälle hervorgetreten. Die wichtigsten in unseren Tagen erzeugten Dislocationen sind wohl jene in dem westlichen Theile der Vereinigten Staaten, welche Gilbert am grossen Salzsee, Russell im Great Basin, Reyer an der Sierra Nevada anführen. Es sind stets Veränderungen der gegenseitigen Lage zweier Schollen der Erdrinde, welche sich auf einer in der Regel viele Meilen langen Linie vollziehen. Die Dislocation pflegt wenige Meter zu betragen; die Dislocationslinie ist stets deutlich; oft ist sie eine meilenlange offene Kluft.

Es ist mir jedoch nur ein einziger Fall bekannt, in welchem eine solche Dislocation in neuester Zeit den Meeresstrand erreicht und hiedurch eine örtliche Aenderung der Strandlinie veranlasst hat. Er ereignete sich in Neu-Seeland; Lyell hat die Berichte gesammelt.[58]

Im Jahre 1848 entstand während eines Erdbebens an der White Bluff, Cloudy-Bay, an der Südküste der Cookstrasse eine Kluft, welche, parallel dem Verlaufe des Gebirges, in der Richtung gegen SSW. landeinwärts angeblich durch 60 Miles (96·6 Kilom.) erkennbar war. Am 23. Jänner 1855 trat wieder eine

heftige Erderschütterung ein, und nun sah man an der Nordküste der Cookstrasse, und zwar an der Ostseite der Muka-Muka-Klippe (19 Kilom. SO. von Wellington) eine Dislocationslinie hervortreten, welche in der Richtung NNO., genau dem östlichen Abhange des Remutaka-Gebirgszuges folgend, zumeist als eine offene Spalte sich 90 Miles (145 Kilom.) landeinwärts in die Nordinsel fortsetzte. Sie kann als die beiläufige Fortsetzung der im Jahre 1848 auf der Südinsel entstandenen Kluft angesehen werden. Alles Land, welches O. von dieser Linie lag, blieb im Jahre 1855 unverändert; was gegen W. lag, wurde auf der Südinsel gesenkt, auf der Nordinsel gehoben. Im Süden war die Senkung nahe an der Kluft 5 Fuss, im Norden die Hebung im Maximum, nämlich am Ostrande der Muka-Muka-Klippe, 9 Fuss; es befand sich eine weisse Nulliporenzone, welche den früheren Strand bezeichnete, W. von der Dislocationslinie nun 9 Fuss über dem Wasserspiegel und O. von derselben war sie unverändert. Von da gegen W. nahm die Bewegung ab, so dass sie in Port Nicholson, 19 Kilom. gegen W., nur die Hälfte betrug und in 37 Kilom. nicht mehr bemerkt wurde. Hier darf von Schaukelbewegung gesprochen werden, denn die tellurische Dislocation ist auch innerhalb des Landes bemerkbar und ausser Zweifel gewesen. Das sichtbare Hervortreten der Dislocationslinie, welche einen bewegten Theil scharf von einem unbewegten trennt, unterscheidet diesen Vorgang von allen jenen, welche nun zu besprechen sind.

Der Weg aber, welcher bei dieser Besprechung verfolgt werden soll, ist der Folgende.

Zuerst wird der Bau der Umrisse des atlantischen, dann jener des pacifischen Meeres erläutert werden, und es soll dann der höchst merkwürdige Unterschied hervorgehoben werden, welcher zwischen beiden Meeresbecken erkennbar ist.

Hierauf werden die Meere der Vorzeit betrachtet werden. Es darf nicht übersehen werden, dass die ausserordentliche Verbreitung der Meere in früheren Abschnitten der Erdgeschichte es gewesen ist, welche den Anstoss zu all diesen Erörterungen gegeben hat. Nun handelt es sich um die Frage, ob die Verbreitung und die Beschaffenheit der Sedimente der Vorzeit auf örtliche oder auf allgemeine Veränderungen hinweisen. Dazu ist keineswegs eine

gleich ausführliche Behandlung der Ablagerungen jeder Periode der stratigraphischen Reihe erforderlich. Es ist im Gegentheile meine Absicht, nur dort ausführlicher von der Verbreitung der Sedimente zu sprechen, wo die Erfahrungen bereits zu bestimmten und klaren Ergebnissen geführt haben, und gelegentlich die Beschaffenheit der Sedimente zu erörtern. So soll in der Carbonformation das Auftreten der Kohlenflötze, so weit es für diese Frage von Bedeutung ist, und in der rhätischen Epoche die Bildung der Kalkgebirge in Betracht gezogen werden.

Aus den Vorgängen der letzten Vergangenheit und der Gegenwart werden insbesondere die Entstehung der norwegischen Strandlinien, das Verhalten der Ostsee und im Mittelmeere der Serapistempel bei Puzzuoli eine eingehendere Darstellung erheischen. Zum Schlusse wird eine Uebersicht der heutigen Erfahrungen versucht werden.

Anmerkungen zu Abschnitt I: Widerstreit der Meinungen über die Verschiebungen des Strandes. Terminologie und Allgemeines.

1 Quistione trattata in Verona da Dante Allighieri il Di 20. Gennajo MCCCXX intorno alla Forma del Globo terracqueo ed al Luogo respettivamente occupato dall' Acqua e dalla Terra; ed. Torri, Livorno, 1843, p. XLII, §. XXIV.

2 Bibliotheca Mundi, seu vener. viri Vincentii Burgundi ex ord. praedicat. episcop. bellovac. Speculum quadruplex, naturale, doctrinale, morale, historiale; fol. Bellerus, Duaci, 1624; lib. V, col. 307, seq.

3 Ebendas. lib. VI, col. 377, cap. XII. ‚Quod etiam Oceanus terram cingens in verticem sit coactus.' Mit Recht hebt W. Schmidt die Wichtigkeit dieser Stelle hervor und den Gegensatz von Selbstgestaltung und Erdgestalt; siehe dessen Dissertation: Ueber Dante's Stellung in der Gesch. d. Kosmographie; 8°, Graz, 1876, S. 10, Anm.

4 Fratris Rogeri Bacon, ord. minor., Opus Majus ad Clementem IV, Pont. Rom.; ed. Jebb, fol. Lond., 1733, p. 97, Cap. X.

5 Inferno, cant. XV, v. 82—85.

6 Brunetto Latini, Li Livres dou Tresor, publ. par P. Chabaille. Collection d. Docum. inéd. sur l'histoire de France, publ. par les Soins du Ministre de l'Instruct. publ.; 4°, Paris, 1863. Insbesondere liv. I, cap. CVI, p. 114—116; auch p. 169: ‚et Mau- ‚ritaine fenit en haute mer de Egypte; et commence cele de Libe, où il a trop fieres ‚merveilles; car la mer i est assez plus haute que la terre, et se retient dedanz ses marges ‚en tele maniere que ele ne chiet ne ne decourt sor la terre'.

7 Inferno, cant. XV, v. 119, 120; ‚Sieti raccomodato il mio Tesoro, Nel quanto io vivo ancora' . . .

8 Dante, Quistione etc. §. XX. De causâ efficiente elevationis Terrae; ed. Torri, p. XXXVI.

9 Ristoro d'Arezzo, La Composizione del Mondo, Testo ital. del 1282 publ. da Enr. Narducci; 8°, Roma, 1859, p. 79. Uebrigens kennt Ristoro die erodirende Kraft des Wassers und versteinerte Reste von Seethieren; er vermuthet sogar einen Einfluss der Erdbeben auf den Bau der Gebirge; p. 83 u. folg.

10 So urtheilte der Kosmograph Dante; vergleichen wir seine Dichtung. Vincentius v. Beauvais widmet einen ganzen Abschnitt (Lib. VI, cap. VII) der Frage: ‚Quorsum iniectus lapis erit casurus, si perforatus sit terrae globus.' Er werde im Mittelpunkte ruhen, sagt Vincentius. — Ein fast unlöslicher Widerspruch scheint es vielen Autoren jener Zeit, dass, da doch sonst die Sphären nach der Schwere ihrer Materie geordnet sind, eine so leichte Materie wie das Feuer im Innern der Erde erscheinen soll. — Nehmen wir dazu die Vorstellung von Jerusalem als Mittelpunkt der bewohnbaren Welt und die Beziehungen des centralen Erdfeuers zur Hölle. Niederstürzend erreicht Luzifer den Erdball an der Jerusalem

entgegengesetzten Stelle und fährt bis in die Mitte des Erdballes; das Princip des Bösen ist nun identificirt mit dem Principe der Schwere. Vgl. den Entwurf des Erdinnern von Philalethes; Uebersetz. v. Dante's göttl. Komödie, 3. Aufl., 1877, Taf. II, III.

11 Telliamed, ou Entretiens d'un Philosophe Indien sur la diminution de la Mer, avec un Missionaire français; 1. Bd. 1748, 2. Bd. 1755. Einige Absonderlichkeiten und ein gewisser Mangel an Kritik der aufgezählten Thatsachen mögen dazu beigetragen haben, dass dieses Werk, in welchem z. B. Bronn's Terripetaltheorie deutlich vorgezeichnet ist, allzufrüh der Vergessenheit anheimfiel. Quatrefages ist demselben gerecht geworden in: Ch. Darwin et ses précurseurs français, 8°, 1870, p. 19—32.

12 Epistola nobiliss. Emanuelis Svedenborgii ad Vir. celeberr. Jacobum à Melle. Acta Literar. Suec. I, Upsala et Stockholm, 1721, p. 196; ebenso dess. Miscellanea observ. circa Res naturales, 8°, Leipzig, 1722, I, p. 47.

13 Eust. Manfredii De aucta maris altitudine; De Bonon. Scient. et Art. Instituto atq. Acad. Commentarii; Tom. I, Pars 2, Bonon., 1746, p. 1—19; Manfredi hatte die Beobachtungen im Jahre 1731 gemacht und starb bereits 1739; vgl. ebendas. Tom. II, Pars 1, 1745, p. 237 u. folg. Ravenna war übrigens nach dem Zeugnisse des Vitruvius ganz auf Pfählen erbaut; wie sehr schon in früher Zeit seine tiefe Lage Anlass zu Klagen gab, zeigt die von Manfredi angeführte Stelle aus Sidonius Apollinarius, einem Schriftsteller aus dem Ende des 5. Jahrhunderts, welcher Ravenna einen Sumpf nennt, in welchem unter Verkehrung aller Gesetze der Natur ‚muri cadunt, aquae stant, turres fluunt, naves sedent, aegri deambulant, medici jacent, algent balnea, domicilia conflagrant, sitiunt vivi, natant sepulti'. Die Gräber reichten also in das Wasser hinab.

14 Afzelius, Linné's eigenhändige Aufzeichnungen über sich selbst; aus dem Schwedischen v. Lappe; 8°, Berlin, 1826, S. 12.

15 C. Linnaei Oratio de Telluris habitabilis Incremento, et Andr. Celsii Oratio de Mutationibus generalioribus quae in Superficie Corporum Coelestium contingunt; 8°, Lugd. Batav., 1744; für thatsächliche Angaben auch: Andr. Celsius, Anmerkung von Verminderung des Wassers in der Ostsee und dem östlichen Meere; der kön. schwed. Akad. d. Wiss. Abhandl. u. s. w. auf das Jahr 1743, übers. v. A. G. Kästner; V, Hamburg, 1751, S. 25—37.

16 Joh. Brovallius, Betänkningar om Vattensminkning, 8°, Stockholm, 1755; deutsch unter dem Titel: Histor. und physikal. Untersuchung der vorgegebenen Verminderung des Wassers und Vergrösserung der Erde u. s. w., übers. v. K. E. Klein; 8°, Stockh., 1756.

17 Joh. Nordenankar, Tal, om Strömgångarne i Öster-Sjön, hållet for kongl. Vetenskaps Academien, vid Praesidii nedläggande, d. 18. Jan. 1792; 8°, Stockholm, 1792. Ich verdanke die Mittheilung dieser seltenen Schrift Hrn. D. G. Nathorst und Hrn. Bibliothekar Dr. J. A. Ahlstrand in Stockholm. Es besteht eine deutsche Uebersetzung derselben unter dem Titel: Die Strömungen der Ostsee.

18 P. Frisii Operum tomus I, Algebram et Geometriam analyt. continens; 4°, Mediol., 1782, p. 270—276.

19 Sc. Breislak, Voyages phys. et lytholog. dans la Campanie; trad. par le Général Pommereuil; Paris, 1801, II, p. 170, Note.

20 Die eingehende Abhandlung bildet die XXI. Note zu Playfair's Ausgabe von J. Hutton's Theory of the Earth; Edinb., 1802.

21 L. v. Buch, Ges. Schriften, herausg. v. Ewald, Roth u. Eck; II, S. 504. Die ‚Reise nach Norwegen und Lappland' erschien im Jahre 1810.

22 Seel, Vom Weltuntergange, mit Beziehung auf die verkündete Wasserabnahme der Erde; 8°, Frankfurt, 1817; W . . . n in der Mainzer Zeitung v. 15. Febr. 1817 u. s. w. Noch im Anfange dieses Jahrhunderts hatten Discussionen über die Ursache der allgemeinen Aufzehrung der Wässer als einer vollkommen feststehenden Ursache dieser Phänomene statt, so z. B. Poiret, Conjectures sur les causes de la diminution des eaux de la mer, Journ. de phys. LX, an XIII, p. 226—237; Patrin, Remarques sur la diminution de la

mer et sur les îles de la mer du Sud; ebendas. p. 306—323; Poiret, ebendas. im folg. Bande, p. 17—22.

23 Cuvier et Brogniart, Descript. géol. des environs de Paris; der geol. Theil wurde zuerst von Brogniart 1808 in den Ann. du Mus., dann 1811 selbständig veröffentlicht, später mit Cuvier's Ossem. Foss.

24 Omalius d'Halloy, Not. s. l. Gisement du calc. d'eau douce dans les Dep. du Cher etc.; Journ. de Phys. 1813, LXXVII, p. 104, u. a. a. O.

25 Const. Prevost, Les Continens actuels ont-ils étés, à plusieurs reprises, submergés par la mer? Comptes-rendus, IV, 1827, p. 249—346.

26 K. E. A. von Hoff, Geschichte der durch Ueberlieferung nachgewies. natürl. Veränderungen der Erdoberfläche; I, 1821, S. 447; II, 1834, S. 316 u. folg.

27 Wolfg. v. Goethe, Geol. Probleme und Versuch ihrer Auflösung. Der Aufsatz über den Serapistempel findet sich unter der Aufschrift: Architektonisch-Naturhistorisches Problem.

28 Ch. Lyell, On the Proofs of a gradual Rising of the Land in certain Parts of Sweden. The Bakerian lecture; read Nov. 27, 1834. Philos. Transact. 1835.

29 Z. B. in Principles of Geol. 11. ed., 1872, II, p. 190.

30 Ch. Darwin, The Structure and Distribution of Coral Reefs; 1. Aufl., 8°, 1842.

31 Dess. Geolog. Observations on South America; 8°, 1846, p. 26 u. a. a. O.

32 Rapport sur un Mémoire de M. A. Bravais relatif aux lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark (M. Elie de Beaumont rapporteur); Comptes-rendus 1842, XV, p. 817—849. Gegen diese Beobachtungen genügt es aus neuester Zeit anzuführen: Th. Kjerulf, Einige Chronometer der Geologie (aus d. Norw. v. Lehmann), Samml. gemeinverständl. Vorträge v. Virchow und Holtzendorff, XV. Serie, Heft 352, 353, 1880, S. 14, und insbesondere K. Pettersen, Terrasser og gamle strandlinjer, 3. bidrag; Tromsö Museum's Aarshefter, III, 1880, p. 30—36; dasselbe übers. v. Lehmann, in Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss., LIII, 1880, S. 815—822. Diese Schrift dürfte v. Dechen noch nicht bekannt gewesen sein, als er am 8. November 1880 vor der niederrhein. Gesellschaft für Natur- und Heilkunde zu Bonn über diesen Gegenstand sprach.

33 E. Robert, Recueil d'observations ou recherches géol., tendant à prouver, sinon que la mer a baissé et baisse encore de nouveau sur tout le globe, notamment dans l'Hemisphère Nord, du moins que le phénomène de soulèvement, depuis l'époque où il a donné naissance aux grandes chaînes de montagnes, n'a plus guère continué à se manifester que d'une manière lente et graduelle; Comptes-rendus 30 Juillet, 1844, XIX, p. 265—267.

34 Voyages de la Commiss. scientif. du Nord en Scandinavie etc. sur la Corvette ‚La Recherche', publ. sous la direct. de Paul Gaimard; E. Robert, Géologie, vol. X, p. 194.

35 R. Chambers, Ancient Sea-Margins, as Memorials of Changes in the relative Level of Land and Sea; 8°, 1848, p. 320.

36 Domeyko, Mémoire sur le terrain tertiaire et les lignes d'ancien niveau de l'Océan du Sud, aux environs de Coquimbo (Chili); Ann. des Mines, 1848, 4. ser. XIV, p. 153—162.

37 J. S. Dana in Wilkes, U. S. Explor. Exped. 1849, X, p. 670, 677.

38 L. Bertrand, Renouvellements périodiques des Continens terrestres; 8°, an VIII, p. 274—300.

39 E. F. Wrede, Geogn. Untersuch. über die südbaltischen Länder, besonders über das untere Odergebiet, nebst einer Betrachtung über die allmähl. Veränderung des Wasserstandes auf der nördl. Halbkugel der Erde und deren phys. Ursachen; 8°, Berlin, 1804.

40 J. Adhémar, Révolutions de la mer; 8°, Paris, 1842.

41 J. Croll, Climate and Time in their geol. relations, a Theory of the secular changes of the Earth's climate; 8°, London, 1875. Diesem Hauptwerke war eine Reihe von Abhandlungen, insbesondere im Philos. Magaz. seit 1864 vorangegangen; von den nachfolgenden nenne ich nur: Physical Causes of the Submergence and Emergence of Continents;

Geol. Magaz., 1874, p. 309. — Schmick, Die Umsetzung der Meere und die Eiszeiten der Halbkugeln der Erde, ihre Ursachen und Perioden; 8°, Köln 1869. Dess.: Das Fluthphänomen und sein Zusammenhang mit den säcularen Schwankungen des Seespiegels; 8°, Leipzig, 1874. Dess.: Die Aralo-Kaspi-Niederung und ihre Befunde im Lichte der Lehre von den säcularen Schwankungen des Seespiegels und der Wärmezonen; 8°, ebendas., 1874. Dagegen insbesondere Pilar, Ein Beitrag zur Frage über die Ursachen der Eiszeiten; 8°, Agram, 1876. Als Schriften, welche sich mehr oder weniger in der Richtung dieses Zweiges der Gravitationstheorien bewegen, nenne ich noch: Le Hon, Périodicité des déluges, 8°, Brux. 1858; Carret, Le déplacement polaire, preuves de la variation de l'axe terrestre; 8°, Paris, 1876; Peroche, Les phénomènes glaciaires et torrides, causes auxquelles doivent être la précession des équinoxes et les oscillations polaires; 8°, Paris, 1877. — Dagegen A. Woeikof, Mitth. geogr. Ges. Wien, 1882, S. 356—369 und Amer. Journ. of Science, 1886, XXXI, p. 161—178.

42 Récluz, La Terre, 3. éd., 1874, I, p. 709—767. Uebersichtskarte pl. XXIV; auch Revue des deux Mondes, 1. Janv. 1865.

43 Osc. Peschel, Neue Probleme der vergl. Erdkunde; 2. Aufl., 1876, S. 97—114.

44 F. G. Hahn, Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten; 8°, Leipzig, 1879.

45 A. Issel, Le Oscillazioni lente del Suolo o Bradisismi; gr. 8°, Genova, 1883.

46 G. R. Credner, Die Deltas, ihre Morphologie, geogr. Verbreitung und Entstehungsbedingungen; Peterm. Geogr. Mittheil., Ergänzungsbd. XII, 1878, Taf. III.

47 Die erste Angabe Howorth's, dass alles Land um den Nordpol sich erhebe, und zwar je näher dem Nordpol, um so mehr, finde ich in Nature, 20. Dec. 1871, p. 162 u. 163; weit ausführlicher ist die Begründung gegeben in desselben Verfassers: Recent Elevations of the Earth's Surface in the Northern Circumpolar Regions; Journ. Geogr. Soc., 1873, vol. 43, p. 240—263. Die Angaben für die Südpolarländer finden sich in Nature, 28. März 1872, p. 420—422, und die Schlussfolgerungen, hauptsächlich in Nature, 15. Jan. 1874, p. 201. — Murphy sagt schon ebendas., 18. Jan. 1872, p. 225, dass auch die südlichen Länder sich erheben und dass folglich der Aequator eingeschnürt werde; siehe auch Hamilton, ebendas., 25. Jan. 1872, p. 242, und Murphy, 8. Febr. 1872, p. 285.

48 Th. Belt, The Naturalist in Nicaragua; 8°, 1874, p. 263—274. Auch: The Glacial Period in the Southern Hemisphere; Quart. Journ. of Science, July 1877.

49 Jul. v. Haast, Geol. of the Provinces of Canterbury and Westland, N. Zealand; 8°, 1879, p. 381.

50 Warren Upham in Hitchcock, Geol. of New Hampshire; 8°, 1878, III, p. 329 u. folg.

51 N. S. Shaler, Notes an some of the Phenomena of Elevation and Subsidence of the Continents; Proceed. Boston Soc. nat. hist., 1875, XVII, p. 288—292. Eine ähnliche Anerkennung der Rückkehr zu dem Gedanken von der Veränderlichkeit des Meeresspiegels findet man auch in einzelnen hydrographischen Schriften, z. B. bei Stahlberger, Ueber Seespiegelschwankungen; Mittheil. geogr. Ges. Wien, 1874, 2. ser. VII, S. 58—66.

52 Lyell, Principles of Geol., 11. ed., 1872, I, p. 279. Die Einleitung zu dieser Ausgabe kennzeichnet am besten Lyell's Stellung zur Frage. Es wird die Gravitationstheorie Croll's anerkannt, ihr jedoch nicht so grosser Einfluss auf das Klima zugestanden als von anderer Seite.

53 ‚Die aufeinanderfolgenden Schichten von verschiedener Beschaffenheit werden durch Senkungen des Landes erklärt; es sinkt dasselbe unter das Meer hinab, um seine Last an Sediment zu empfangen, wie das Kameel sich auf seine Kniee niederlässt und sich wieder aufrichtet; aber geduldiger und gefügiger als das Kameel, nimmt es so viele Lasten auf sich, als der Geologe für gut findet, ihm aufzuerlegen. Diese Annahme von unbegrenzten Erhebungen und Senkungen des Landes klingt annehmbar und ist entsprechend, aber sie ist unerklärbar und unerwiesen'; Desborough Cooley, Physic. Geography, 8°, London,

1876, p. 428. Aehnlich spricht sich Siemens aus in Monatsber. Akad. d. Wiss. Berlin, 1878, S. 572.

54 G. Jäger, Die Polflüchtigkeit des Landes; Ausland, 1865, S. 867 u. 1867, S. 121.

55 H. Trautschold, Ueber säculare Hebungen und Senkungen, 1869; Sur l'invariabilité du Niveau des Mers, 1879; Zur Frage über das Sinken des Meeresspiegels, 1880, und viele spätere Schriften; sämmtlich in dem Bull. Soc. imp. des Natural. de Moscou.

56 Die Entstehung der Alpen, 1875, S. 119, 150; Ueber die vermeintlichen säcularen Schwankungen einzelner Theile der Erdoberfläche; Verhandl. geol. Reichsanst., 1880, S. 171—180.

57 G. B. Greenough, Adress deliv. at the Anniv. Meeting, 21. Febr. 1834; Proc. geol. Soc. 1833—1838, II, p. 54 u. folg.

58 Ch. Lyell, Bull. soc. géol., 1856, 3. sér., XIII, p. 661—667; Principles of Geol., 11. ed., 1872, p. 82—89; auch R. Mallet, Rep. on the Facts and Theory of Earthquake Phenomena; Rep. Brit. Assoc. 1858, p. 105.

ZWEITER ABSCHNITT.

Die Umrisse des atlantischen Meeres.

Der canadische Schild. — Der baltische Schild. — Glintlinien. — Das Tafelland von Spitzbergen. — Grönland. — Das caledonische Gebirge. — Das armoricanische Gebirge. — Das variscische Gebirge. — Die mitteleuropäische Schaarung. — Die iberische Meseta. — Uebersicht der vorpermischen Gebirge in Europa. — Die Inseln Europas. — Das westliche Afrika. — Das östliche Mittel- und Südamerika. — Uebersicht der atlantischen Umrisse.

1. Der canadische Schild. Der gesammte Nordosten Amerikas von der Mündung des Lorenzostromes bis zu jener des Mackenzie gehört sammt den zunächst liegenden Inseln des arktischen Meeres einer weiten Tafel flach gelagerter paläozoischer Sedimente an, unter welchen in der Mitte der Tafel, einem flachen Schilde nicht unähnlich, die archaische Unterlage zu Tage tritt. Dieser archaische Schild ist daher von einem Ringe flachgelagerter Sedimente umgeben. Die uralten Felsarten des Schildes sind in vorsilurischer Zeit nicht nur gefaltet, sondern auch völlig abradirt worden, so dass die paläozoische Serie auf den abgeglätteten archaischen Falten ruht. Viele grosse Schollen der paläozoischen Decke sind allerdings auch auf dem Schilde selbst erhalten geblieben. Die Blosslegung des Schildes, die Beschaffenheit des Innenrandes der paläozoischen Umgürtung, sowie der auflagernden Schollen sind in hohem Grade beeinflusst durch die glaciale Abrasion, welche diese Landstriche in später Zeit erfahren haben.

Die blossgelegte archaische Fläche nennen wir den canadischen Schild.

Auf dem canadischen Schilde, und zwar ein wenig ausserhalb der Mitte gegen Osten zu, liegt die Wasserfläche der Hudsonsbay. Dem gleichförmigen Baue des Landes entsprechend, besitzt

dieser grosse Meerestheil eine sehr gleichförmige und sehr geringe Tiefe. Diese beträgt in der Hudsonsbay und Jamesbay nur etwa 70 Faden; gegen die Hudsonsstrasse sinkt der Grund auf 100 Faden und mehr herab; im Foxcanal sind die Tiefen viel bedeutender. Die Hudsonsbay lässt sich daher den tiefen Einbrüchen des Mittelmeeres, des mexicanischen Golfes oder des caraibischen Meeres nicht vergleichen. Weder der Ausdruck Vormeer noch Rückmeer sind hier anwendbar; es ist nur eine überspülte Tafel oder eine Pfanne.

Nur im baltischen Meere werden wir ähnliche Verhältnisse treffen.

Was wir von den Einzelheiten des Baues der Umgegend der Hudsonsbay und von den einzelnen paläozoischen Schollen wissen, welche dem Schilde auflagern, ist beinahe ausschliesslich der Ausdauer Rob. Bell's zu verdanken.[1] Die Ufer sind flach; nur an dem Ostufer von Jamesbay und N. davon, gegen Cap Wolstenholme, gibt es höhere Berge, welche bis nahe an 2000 Fuss erreichen.

Ein Zug flach gelagerter silurischer und devonischer Sedimente reicht weit vom Süden her an den südlichen und westlichen Theil der Ufer der Jamesbay. Im Westen der Hudsonsbay liegt in der Nähe der Mündung des Churchill eine grosse Scholle alter, flach gelagerter Quarzite. Im Norden stehen in Chesterfield-Inlet krystallinische Schiefer an und Marble-Island hat den Namen von einem Irrthume; die Insel besteht nicht aus Marmor, sondern aus weissem Quarzit und Glimmerschiefer. Auf Cap Southampton und der Mansfield-Insel liegt in hunderten von horizontalen Bänken dünngeschichteter, versteinungsreicher Silurkalk, und die unterspülenden Wogen lösen sie durch Absturz in Thürme und Pfeiler auf. Der Gegensatz der tafelförmigen Insel Mansfield zu der Umgebung wird als besonders auffallend geschildert. Zwischen den genannten Strecken dürfte der grösste Theil des Landes aus Gneiss bestehen. Cap Wolstenholme ist Gneiss und ebenso ein grosser Theil der Ostküste, doch gibt es auch im Nastapukasunde Reste der alten Auflagerung.

Wir wollen nun zuerst durch die Hudsonsstrasse hinaustreten, wo die Umrandung des Schildes am wenigsten bekannt und, wie es scheint, auch am wenigsten regelmässig gestaltet ist.

Die Inseln vor Cap Wolstenholme, Digges, Nottingham, Charles-Island, dann Prinz Wales-Sund, die gegenüber an der Küste von Meta incognita liegende Nordbucht sind durchwegs Gneiss und ebenso Alles, was man von der Südküste von Meta incognita kennt, bis zu den Savageinseln in der Nähe von Resolution-Island.

Indem wir aber Cap Chudley und das Meer erreichen, treffen wir auf eine selbständige, ziemlich hohe Gebirgskette, welche nicht mehr als dem canadischen Schilde oder seiner Umrandung angehörig angesehen werden kann, und deren Lage, wie sich später zeigen wird, von besonderer Bedeutung ist. Dieses Gebirge beginnt schon in der Nähe der Belle-Isle-Strasse und bildet die ganze Küste von Labrador; es erreicht in seinem nördlichen Theile 6000 Fuss und tritt in der Höhe von 1500 Fuss bei Cap Chudley an die Hudsonsstrasse. Diese Küstenkette ist nach Bell's Angaben nicht breit, und im Westen folgt ihr das flache Land, durch welches im Norden der Walfluss in die Ungavabucht mündet. Im Süden bestehen die beiden kleinen Inseln, Castle-Island und Henley, gegenüber der Nordspitze von Neu-Fundland, aus horizontalen Tafeln eines Eruptivgesteines, wie es an mehreren Stellen in Canada als Einschaltung in den tiefsten paläozoischen Lagen bekannt ist, und diese Tafeln stehen in grellem Gegensatze zu der aus Gneiss gebildeten Umgebung. Es mag gleich hinzugefügt werden, dass die Insel Anticosti, im Golfe von S. Lorenzo, aus flach gelagertem Silur gebildet ist.

Soweit die Küstenkette von Labrador bekannt ist, besteht sie aus Gneiss und anderen archaischen Felsarten. Ihre tieferen Theile sind vom Eise gerundet, die höheren Theile aber in spitze Zacken und scharfe Gräte aufgelöst. Das Eis hat diese höheren Theile nicht erreicht, obwohl es im Süden etwa 1600 Fuss hoch über die Gehänge hingegangen ist.

Man wusste bereits durch Sutherland, dass die stark vereiste Westküste der Davisstrasse und Baffinsbay von der Cumberlandbucht bis in die Nähe von Cap Walter Bathurst vorwaltend aus archaischen Felsarten bestehe; nur bei Cap Durban und S. von demselben waren Spuren einer älteren Auflagerung angetroffen worden.[2] Später besuchte Hall den südlichen Theil dieser Gegen-

den; die ausführlichsten Beobachtungen hat Boas gesammelt. Aus diesen ergibt sich, dass hier eine ganz ähnliche hohe und schmale Küstenkette vorhanden ist. Dr. Boas hat die Güte gehabt mir das Folgende mitzutheilen: ‚Das schmale Gebirge, welches die Cumberland-Halbinsel bildet, zieht entlang der Westküste der Baffin-Bay bis zum Lancastersunde. In der Home-Bay, wo die Küste die NS.-Richtung annimmt, findet sich eine merkwürdige Lücke, indem das Hügelland des Westens bis an die Davisstrasse herantritt. Dieses Gebirge besteht, soweit ich es gesehen habe, in den centralen Theilen aus Gneiss, in den mehr peripherischen aus grobkörnigen Graniten. Charakteristisch für das ganze Gebirge, dessen steile Hörner und Zacken eine Höhe von 2000 Meter und mehr erreichen mögen, sind die engen steilwandigen Thäler, welche die correspondirenden Fjorde beider Küsten verbinden, deren Passhöhe kaum 150 Meter erreicht. Bis zur Home-Bay reihen sich drei solche steilwändige Gebirgsstöcke aneinander. Auch weiter nördlich durchschneiden die tiefen Fjorde das Gebirge vollständig, indem sich Thäler an sie anschliessen, welche in die westlichen Ebenen führen. Ganz analoge Bildungen sind aus dem äussersten Norden bekannt, wo der Hayes-Sund eine ähnliche Scheide zu bilden scheint, und wo das Thal, welches den Greeley- und Archer-Fjord verbindet, zwei mächtige Hochländer scheidet.

‚Im Westen des Gebirges findet sich ein scheinbar ganz regelloses Hügelland, das aus grobkörnigen Graniten besteht. Ein Blick auf die Fjorde der Nordwestküste des Cumberland-Sundes zeigt das Vorherrschen der NW. und NS. Thalrichtungen. Auffallend ist hier die Gestalt der Fjorde, welche fast überall aus Becken bestehen, die durch enge Schluchten verbunden werden, in welchen dann Stromschnellen durch das mit den Gezeiten aus- und einströmende Wasser gebildet werden.

‚Je weiter man gegen Westen geht, um so niedriger und sanfter werden die Hügel, um so weiter die Thäler, und endlich findet man sich in einer endlosen Ebene. Hier beginnen die silurischen Kalke, welche in den südlicheren Landestheilen am oberen Ende der Frobisher-Bay und am Lake Kennedy gefunden wurden und überreich an Fossilien sind. Die ersteren wurden durch Hall bekannt. Leider habe ich das Gestein nicht anstehend gefunden, da

die Ebenen von ungemein tiefem Schnee bedeckt waren, und weiss deshalb nicht, ob die Schichten horizontal liegen oder nicht, doch scheint das Erstere wahrscheinlich. Die Seen dieses Gebietes sind zweifellos als Relictenseen zu betrachten. Die ganze Osthälfte des Fox-Beckens ist flach und die Ebenen sind der trockengelegte Meeresboden, wie die Reste von Walen, Walrossen u. s. w. beweisen.

‚Orographisch ist die Halbinsel, welche durch den Sund und die Frobisher-Bay gebildet wird, vollständig von dem oben besprochenen Gebirge getrennt. Die Halbinsel erreicht in ihren südlichen Theilen die grösste Höhe und sinkt nach NW. zu den Ebenen herab. Das Nordufer besteht ausschliesslich aus Granit; im Süden kommen Kalke (silurisch?) vor. Auch Sandstein ist im äussersten Süden gefunden worden.

‚Die Halbinsel Meta incognita ist ebenfalls von dem nördlicheren Plateau vollkommen unabhängig, indem die Ebene bis zur Frobisher-Bay herantritt.‘

Diese gütigen Mittheilungen habe ich wörtlich mitgetheilt, da sie ein Bild des heutigen Zustandes unserer Kenntnisse von einem hohen und selbständigen, im Wesentlichen aus Gneiss bestehenden Gebirgszuge geben, welcher aus dem südlichen Theile von Cumberland bis in die Nähe von Cap Walter Bathurst sich erstreckt. Dasselbe ist entweder die unmittelbare Fortsetzung des hohen Gneissgebirges, welches Rob. Bell an der Küste von Labrador von der Belle-Isle-Strasse bis Cap Chudley traf, oder entspricht wenigstens seiner Lage nach sehr nahe dieser Fortsetzung.

Westlich von diesem die Küste begleitenden Gebirge liegt Flachland, auf welchem an mehreren Stellen der horizontale silurische Kalkstein bekannt ist. Boas vermuthet, und wohl mit vollem Rechte, dass der horizontale silurische Kalkstein, welchen wir später im Norden im Prinz Regent-Einlasse kennen lernen werden, von da sich fortsetzt auf die flache Osthälfte der Halbinsel Melville, wo Hall ihn bei Igluling fand, dann zum See Nettilling (Lake Kennedy) und bis zum oberen Ende der Frobisher-Bay.[3]

Dieses ist die nordöstliche Umrandung des canadischen Schildes, getrennt von den Tiefen der Baffinsbay und Davisstrasse durch ein langes und hohes Gneissgebirge.

Die Fortsetzung dieser Silurzone ist an den Ufern der Hudsonsstrasse bisher nicht bekannt, und es ist daher auch nicht möglich zu sagen, ob sie etwa in dem Flachlande zu suchen ist, welches von der Ungavabay durch Labrador gegen Süden zur Bellevillestrasse und der Insel Anticosti zieht.

Dass Anticosti aus horizontalem Silur besteht, ist bereits erwähnt worden; sowie aber die silurische Umgürtung im Nordosten auf Cumberland gegen Aussen durch das hohe Gneissgebirge der Küste abgegrenzt ist, so ist sie am S. Lorenzo gegen Aussen begrenzt durch das gefaltete Gebirge von Maine und Neu-Braunschweig.

Der Osten der Vereinigten Staaten ist von Falten durchzogen, welche durch eine von dem heutigen Meere gegen das Festland hin wirkende tangentiale Bewegung erzeugt worden sind. Wir haben gesehen (I, S. 713—717), dass aus Alabama und Georgien diese Falten gegen NO. mehr oder minder der Küste parallel streichen und so, die Alleghanyberge bildend, endlich bis in die Catskillberge NNW. von New-York sich fortsetzen, wo sich ihnen ein von Süd gegen Nord streichendes System von Falten anschliesst.

Die Alleghanies sind gegen West nicht von dem vorliegenden Flachlande geschieden; ihre Faltung vermindert sich nach dieser Richtung, und eine secundäre Faltenbildung, eine Parma, die Cincinnati-Uplift, liegt ihnen nach dieser Richtung vor. Anders verhält es sich mit den von Süd gegen Nord ziehenden Falten. Ihr westlicher Rand folgt dem Champlainsee, erreicht in der Nähe von Quebec den Lorenzostrom und folgt nun mit gegen NO. gekrümmtem Streichen dem rechten Ufer des grossen Stromes. Das Land zur Rechten des Stromes ist gefaltet und das Land zur Linken ist flaches Tafelland.

Allerdings ist auch auf dem linken Ufer die ganze archaische und azoische Serie heftig gefaltet worden, aber sie wurde sehr frühzeitig abradirt und den abgeglätteten Falten wurden einzelne Glieder des Silur horizontal aufgelagert, welche freilich in späterer Zeit wieder so weit entfernt worden sind, dass auf grosse Strecken nur die archaische Unterlage sichtbar ist. So ist es am St. John-See und in dem ganzen Flussgebiete des Saguenay nach Laflamme's Beobachtungen der Fall. Einzelne Theile dieser paläozoischen Schollen von St. John führen Erdöl.[4]

Die treffliche Uebersicht des Baues dieses Landstriches, welche Selwyn geliefert hat, bestätigt die Ansicht Logan's, nach welcher der Lorenzostrom als eine höchst wichtige Grenzlinie in dem Baue des Landes aufzufassen ist.[5] Alles Silurgebirge an dem rechten Ufer von Quebec bis hinaus nach Cap Rozier folgt dem Streichen der Uferlinie und ist gegen West überfaltet, folglich in verkehrter Schichtstellung, wie der äussere Saum der Alpen. Diesen silurischen Falten folgt gegen Ost, wenige Meilen vom Strome entfernt, eine lange und schmale, wenn auch unterbrochene archaische Zone; zwei andere solche Zonen streichen, nahe aneinander und einander parallel, von S. gegen N. gegen den SO. Theil der Chaleurbucht; eine andere solche Zone von archaischen Massen

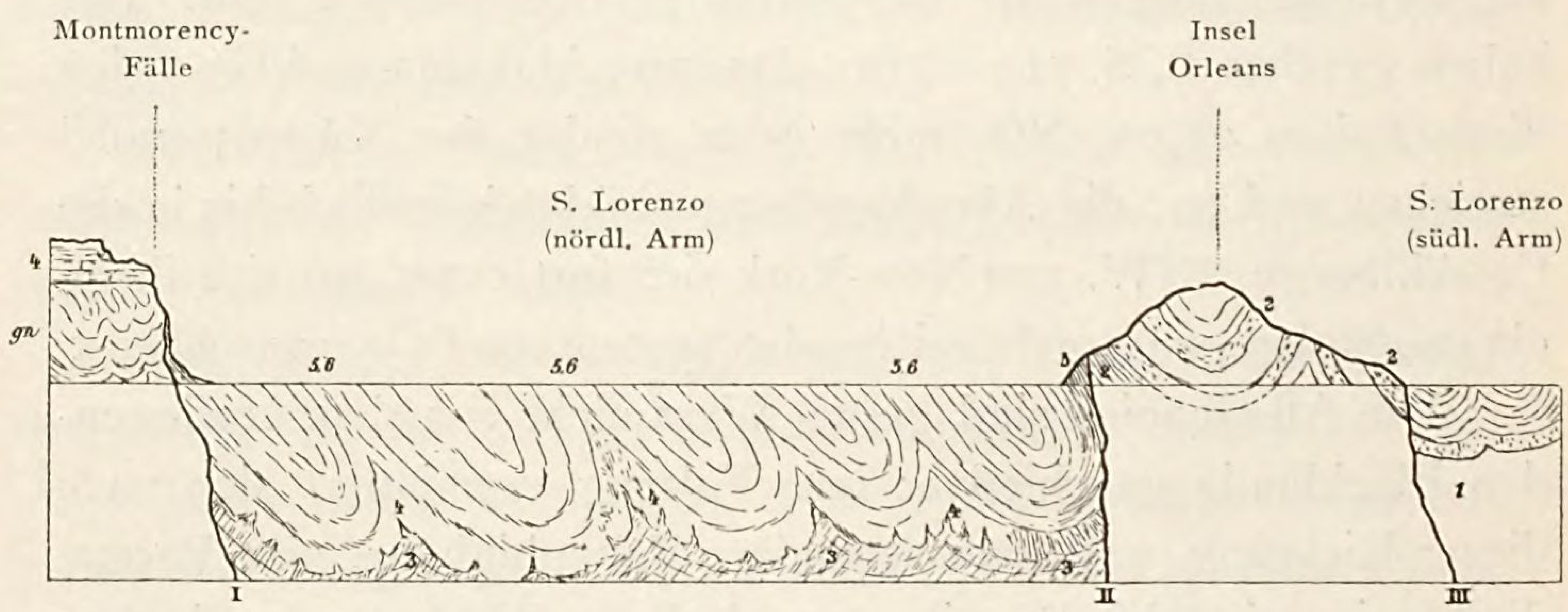


Fig. 3. Muthmassliches Querprofil über den S. Lorenzostrom an der Insel Orleans, nach Selwyn.

I, II, III Brüche; *gn* Gneiss; *1* rother, grüner und schwarzer Schiefer und Sandstein, auch Kalkstein-Conglomerat mit Primordialfossilien in den Rollstücken (‚Lauzonstufe'); *2* Levis-Conglomerat und Graptolitenschiefer (Untersilur); *3* Chazy Epoch etc. (Untersilur) —; Obersilur: *4* Trenton-Kalkstein (transgredirend auf Gneiss); *5, 6* Utica- und Hudsonstufe.

zieht in gekrümmter Linie gegen die Fundybay, dann gegen NO., erreicht den nördlichsten Theil von Cap Breton und setzt sich jenseits des Meeres auf Neu-Fundland fort. Noch weiter im Osten folgen die bereits (I, S. 714) erwähnten gegen ONO. gewendeten Züge.

Die Faltung ist älter als ein Theil der Carbonzeit, wie die Lagerung des Kohlengebirges in Neu-Braunschweig zeigt, und sie hat nicht über die heutige Linie des unteren Lorenzo gereicht, sondern sich an dieser Linie gestaut, so dass Ueberfaltung eintrat. Den Bau des Lorenzothales selbst versinnlicht Selwyn durch das obenstehende Profil (Fig. 3).

Zur Linken sieht man den Rand des Tafellandes, und zwar liegt ein jüngeres Glied des Untersilur (Trenton-limestone) transgredirend auf den abradirten Falten des Gneiss. Der Nordcanal des Lorenzo ist ein wahrer Graben, denn die versenkten und an den Brüchen auf beiden Ufern sichtbaren Lagen des Flussbettes gehören etwas jüngeren Abtheilungen des Untersilur (Utica und Hudson) an; Orleansinsel ist ein Horst und zugleich ein Theil des gefalteten Gebietes.

Die Grenze zwischen dem gefalteten Lande und dem Tafellande zieht zwischen Cap Rozier und der Insel Anticosti durch; dieser Theil des Golfes von S. Lorenzo und der ganze untere Theil des Stromes ist daher ein wahres Vorthal, wie der persische Meerbusen.

Die Falten von Neu-Braunschweig und Cap Breton laufen in Zacken gegen den S. Lorenzogolf aus und finden, wie gesagt, ihre Fortsetzung auf Neu-Fundland. Schon die erste Untersuchung der Insel durch Jukes in den J. 1839—1840 zeigte, dass ihr Umriss ganz und gar abhängig sei von quer durch dieselbe streichenden Falten, deren Sättel an der Nord- wie an der Südküste als Halbinseln hervortreten, während die Buchten wie White Bay, Notre Dame, Bonavista, Trinity und Conception Bay im Norden und Fortune, Placentia und S. Mary's Bay im Süden zum grössten Theile Synclinalen sind. Die neueren Aufnahmen von Murray und Howley bestätigen dieses Ergebniss; die grosse Nordhalbinsel scheint eine fortlaufende grosse Anticlinale zu sein; eine Verwerfung im Streichen scheint aus der Gegend von Cap Roy im SW. der Insel durch den Grand Pond zur White Bay, also quer durch die ganze Insel zu ziehen, und im SO., auf der Halbinsel Avalon, tritt mit besonderer Schärfe die Abhängigkeit des Umrisses von den Faltungen hervor. Die mittlere Richtung derselben ist N. 27° O. Sie bestehen aus archaischen und paläozoischen Gesteinen; die Carbonformation oder ein Theil derselben ist discordant gelagert.[6]

Hier befinden wir uns vor einem auffallenden Beispiele jener Küstenbildung, welche wir mit F. v. Richthofen als Riasküste bezeichnen wollen. Diese Bildung bezeichnet das Hinabtauchen grosser Faltengebirge unter den Ocean.[7]

Der äussere Rand der flachgelagerten Umgürtung des canadischen Schildes ist demnach gegen NO. durch das Gneissgebirge

der Westküste, der Baffins-Bay, der Davisstrasse und von Labrador, gegen SO. durch den Lorenzo und das Faltengebirge von Neu-Braunschweig und Neu-Fundland bezeichnet. Gegen Süden und Westen fehlt eine solche äussere Begrenzung dieser umgürtenden Zone. Sie vereinigt sich in Michigan, Wisconsin, Minnesota und dem nördlichen Prairielande mit den weit ausgebreiteten paläozoischen Ablagerungen der Nachbargebiete und wird gegen W. überdeckt von cretacischer Transgression.

An dem Innenrande dieses Gürtels, also an dem Rande des archaischen Schildes, tritt hier zum ersten Male eine Erscheinung hervor, auf welche ich an späteren Stellen öfters zurückzukommen haben werde. Es ist dies der offenbare Zusammenhang der Lage der grossen Seen mit dem Verlaufe dieser Grenzlinie.

Diese Grenzlinie zieht von dem NO. Ende des Ontario zu dem O. Ende der Georgischen Bucht und von da aus gegen das W. Ende des Lake Superior. Das nördliche Ufer der grossen Wasserfläche besteht zum grössten Theile aus archaischen oder doch azoischen Felsarten, während südwärts die einzelnen Glieder der paläozoischen Serie gegen die Vereinigten Staaten sich ausbreiten.

Noch auffallender ist die Lage der Seen auf der Grenze des archaischen Schildes weiter gegen NW. hin, und hier ist dieser Umstand bereits vor langer Zeit von Richardson, Isbister und anderen Beobachtern betont worden.[8]

Der Ostrand des Winnipegsees ist archaisch, während die Inseln und das westliche Ufer dem flachgelagerten paläozoischen Saume angehören; auf diesem Saume liegen Winnipegosis, Manitoba und eine Schaar kleinerer Wasserflächen und westlich von diesen beginnt das grosse, bis an den Fuss der Rocky Mountains sich erstreckende Gebiet der Kreideablagerungen (I, S. 719, 750).

Den Athabaskafluss abwärts reisend, befand sich Bell bis zum Drowned Rapid, d. i. bis etwa 56°40′ n. Br., zwischen cretacischen Ufern; von dieser Stelle an wird devonischer Sandstein sichtbar, reich an Erdöl und flach gelagert. Das Erdöl dringt durch die Kreideschichten empor, fliesst aus und bedeckt die Abhänge der Ufer mit Erdpech. Dieses Empordringen scheint aber nur ein örtliches zu sein; eine dichte Thonlage an der Basis

der cretacischen Transgression hält es auf weite Flächen hin in der Tiefe zurück. Einzelne Kreideschollen bleiben weiter im Norden sichtbar; die flach gelagerten paläozoischen Ablagerungen halten an bis an den See Athabaska, und was von seinem südlichen Ufer bekannt ist, besteht ebenfalls aus diesen. Im Gegensatze dazu besteht das nördliche Ufer aus Gneiss. Ebenso bildet Gneiss die Inseln an dem W. Ende des Sees und die Umgebung der Mündung des Athabaskaflusses und des Ausflusses des grossen Sclavenflusses.[9]

Die bis zu dem grossen Sclavensee vorgeschrittenen Arbeiten der canadischen Landesgeologen und die höchst verdienstlichen Reisen von Richardson, Youle Hind, Kennicott und Anderen in den unwirthlichen Gegenden, welche sich nördlich vom Sclavensee bis zum Eismeere ausdehnen, gestatten uns, die Grenze des archaischen Schildes gegen den paläozoischen Saum beiläufig auf der folgenden Linie zu erkennen.[10]

Sie folgt auf eine längere Strecke nahezu dem Sclavenflusse, und jene Hälfte des grossen Sclavensees, welche O. von der Einmündung des Flusses liegt, hat archaisches, die westliche dagegen paläozoisches Gestein zur Unterlage. An dem westlichen Ufer befinden sich beträchtliche Quellen von Petroleum. Nördlich vom Sclavensee ist die Grenze nach Richardson zuerst durch eine lange Bucht des Sees, dann durch eine Reihe kleinerer Wasserflächen bezeichnet. Sie erreicht den Mardersee, trifft dann mit geänderter Richtung in der Mac Tavish-Bucht den SO. Theil des grossen Bärensees und folgt dem Unterlaufe des Kupferminenflusses bis an das Meer, so dass im Coronation-Golf Cap Barrow und die vorliegenden Inseln aus Granit und Gneiss bestehen, während im Westen Cap Krusenstern bereits dem paläozoischen Gürtel zufällt, welcher in grosser Breite bis über die Mündung des Mackenzie sich ausdehnt.

Jene Reisenden, welche dem Laufe des Mackenzie gefolgt sind, haben denn auch nur paläozoische Ablagerungen und einige junge cretacische und tertiäre Schollen angetroffen; es ist aber bereits bemerkt worden, dass von den oberen Zuflüssen des Peace River her der Saum der Rocky Mountains eine fast nördliche Richtung einschlägt, so dass er den Mackenzie unter der Mündung

des Liard treffen sollte (I, 719), und in der That sind in dieser Gegend, im Gegensatze zu der flachen Lagerung des übrigen weiten Saumes, an mehreren Stellen steil geneigte Schichten beobachtet worden, so insbesondere unter Fort Simpson, also nahe unter der Einmündung des Liard, und die hier sichtbaren Höhen werden auch wirklich als Ausläufer der Rocky Mountains bezeichnet. Dann folgt an dem Mackenzieflusse wieder eine lange Strecke in horizontaler Lagerung; an den Ramparts in 66° n. Br. ist dagegen die Schichtstellung im Allgemeinen steil gegen Nordwest geneigt, und noch weiter thalwärts, an den Engen oberhalb des Deltas liegen dieselben paläozoischen Schichten wieder horizontal; sie sind ostwärts bis an den Anderson River, wie wir früher sahen sogar bis Cap Krusenstern und westwärts bis an den Oberlauf des Porcupine River bekannt. Kennicott, Mac Farlane und Petitot haben sie in diese entlegenen Gegenden verfolgt.[11]

Es treten also hier Beziehungen zu den Rocky Mountains ein, welche noch nicht näher bekannt sind. Sehr bemerkenswerth ist der von Meek geführte Nachweis von der ausserordentlichen Beständigkeit und Bedeutung, welche die mittleren Abtheilungen der Devonformation in diesem ausgedehnten Saume verrathen. In der That lassen sich nach den Funden an Fossilien die Ablagerungen der mitteldevonischen Hamiltongruppe von Rock Island, Illinois durch Jowa, Minnesota, Dakota und im grossen Gürtel längs der Seen, dann den Mackenzie abwärts bis in die Nähe des Eismeeres verfolgen; die entferntesten Fundstellen, durch beinahe dreissig Breitegrade getrennt, besitzen eine nicht geringe Anzahl gemeinsamer Arten, und im Süden wie an vielen Punkten bis in den hohen Norden sind diese Ablagerungen durch ihren Reichthum an Erdöl und durch Salzquellen bezeichnet, ja dieser Reichthum an Erdöl reicht im Osten bis Gaspé, und wir haben ihn auch in den vereinzelten Schollen am St. Johnssee, N. vom unteren Lorenzo, kennen gelernt.

Von den jungen Auflagerungen ist eine Anzahl von Schollen an dem Bärenflusse, dem Ausflusse des grossen Bärensees in den Mackenzie, bemerkenswerth. Sir J. Richardson traf an den Stromschnellen dieses Flusses einen Ammoniten; Hind brachte einen

Ammoniten und Inoceramen aus horizontalen Schichten. Es haben daher die cretacischen Meeresbildungen an dem Aussenrande der Rocky Mountains aus dem weit entfernten Süden bis in den 65.° nördlicher Breite gereicht. An demselben Flusse und am Mackenzie zeigen sich an mehreren Orten tertiäre Lignite; Heer hat ihre Pflanzenreste beschrieben. Sie reichen bis an die Inseln, welche der Mündung des Mackenzie vorliegen; eine Scholle liegt zwischen Cap Bathurst und Cap Parry; diese Scholle sah im Jahre 1850 Miertsching in Brand stehend. Von da reichen dieselben Lignite weiter an die Westküste von Banksland und Prinz Patrick-Insel.[12] Demselben Alter dürften die von Petitot erwähnten Phonolithberge des unteren Mackenzie und des Bärenflusses angehören.

Es zeigt sich also, dass die abradirte archaische Tafel, auf welcher die Hudsons-Bay liegt, vom Osten her sich verfolgen lässt bis zu einem grossen Gürtel von Seen, dessen Lage in deutlichem Zusammenhange steht mit dem Verlaufe der flachgelagerten paläozoischen Umgrenzung. Denn abgesehen von den einzelnen auflagernden paläozoischen Schollen, welche wir an den Ufern der Hudsons-Bay zu erwähnen hatten, verläuft die Grenze des archaischen Gebietes in solcher Weise, dass der Nordrand der nördlichen Nebenseen des Huron, der Nordrand des Lake Superior und der Ostrand des Winnipeg noch aus archaischen Felsarten bestehen, während die Wasserflächen ganz oder vorherrschend auf dem paläozoischen Gürtel liegen, und vom Winnipeg läuft die Grenze durch das westliche Ende des Athabaska quer durch den grossen Sclavensee, dem grossen Einschnitte an der Nordseite bei Fort Rae folgend, durch den Mardersee, durch die östliche Hälfte des grossen Bärensees, endlich zum Coronation-Golf im Eismeere.

Isbister hat auch schon vor Jahren die Aehnlichkeit der Lage des Coronation-Golfes mit jener der eben besprochenen Seen betont. Um diese Aehnlichkeit zu prüfen, wenden wir uns nun dem arktischen Archipel zu.

Unter den zahlreichen gefahrvollen Reisen durch den arktischen Archipel im Norden Amerikas ist für die Kenntniss des geologischen Baues keine erfolgreicher gewesen als die von M'Clintock in den Jahren 1857—1859 ausgeführte Aufsuchung der Reste Sir John Franklin's und seiner Gefährten. Durch die Verbindung der

Ergebnisse dieser Reise mit älteren Beobachtungen war Haughton in den Stand gesetzt, die erste Uebersichtskarte dieses Gebietes zu veröffentlichen und die höchst einfachen Lagerungsverhältnisse sicherzustellen.[13]

All diese Inseln und Halbinseln, vom amerikanischen Festlande bis an die Nordseite der Parryinseln, bilden den flachgelagerten nördlichen Saum des grossen archaischen Schildes, welches wir soeben im Norden des Festlandes kennen gelernt haben, und es sind die einzelnen sedimentären Formationen dieses Saumes so



Fig. 4. Das arktische Nordamerika (nach M' Clure, Haughton und Anderen).
A Archaisch und Granit; *s* Silur; *cu* Devon? und unterstes Carbon; *ca* Kohlenkalk; *m* Trias? und Jura; *te* Blattführende Tertiärschichten (Cap Bathurst, NW. Banksland u. Pr. Patricks L.); Basalt am Cap Alexander im Smithsund.

angeordnet, dass sie gegen O. oder NO. streichen, und dass gegen den Pol hin immer jüngere Ablagerungen folgen.[14]

Die archaischen Felsarten, welche im Coronation-Golf Cap Barrow und die vorliegenden Inseln bilden, sind auch an dem Ausflusse des grossen Fischflusses bekannt; Rae traf sie auf der Melville-Halbinsel und ihr Nordrand erreicht durch den Eclipse-Sund bei Cap Walter Bathurst das Ufer der Baffins-Bay. Nördlich von diesem Cap besteht noch der östliche Theil von Nord-Devon bis Cap Warrender aus denselben Felsarten.

In diesen Gegenden, und namentlich in der Nähe von Cap Walter Bathurst, sowie auch im Wolstenholme-Sund an der Ostseite der Baffins-Bay liegt auf den alten Felsarten rother Sandstein; es ist vielleicht derselbe, welcher gegen West, auf Nord-Somerset, als die Unterlage oder das tiefste Glied der silurischen Ablagerungen sichtbar ist.

Dem archaischen Gebiete folgt ein breiter silurischer Gürtel, welcher, als die Fortsetzung des breiten paläozoischen Gebietes, welches wir zwischen Cap Krusenstern und der Mündung des Mackenzie erwähnt haben, sich von dieser Küste bis an die Baffins-Bay erstreckt. Diese Zone besteht aus wechselnden Lagen von Kalk und thonigem Sediment und bildet in horizontaler Lagerung jene festungsartigen Küsten, welche von den Polarreisenden so oft erwähnt worden sind.

Ueber Wollastonland und Victorialand liegen mir keine Nachrichten vor. Die Silurzone ist bekannt in dem südlichen Theile von Banksland, und sie bildet die nördliche Hälfte von Prinz Alberts-Land; sie umfasst Prinz Wales-Land, die kleineren Inseln in der Barrowstrasse, den grössten Theil der Cornwallisinsel und von Nord-Devon bis an den Jonessund hinaus, dann beide Ufer des Lancaster-Sundes und des Prinz-Regent-Einlasses, Nord-Somerset, südwärts den grössten Theil von Boothia sammt dem magnetischen Pol und König Williams-Land.[15]

Im Peels-Sund werden unter dem Silur die archaischen oder jüngeren granitischen Felsarten an der Küste sichtbar; Cap M'Clure auf Prinz Wales-Land wird als eruptiver Syenit bezeichnet.

Es ist sehr auffallend, dass bei der grossen Entwicklung devonischer Sedimente am Mackenzie hier nur vereinzelte Spuren einer devonischen Zone, wie auf den Princess-Royal-Inseln und auf Byam Martin bisher angetroffen worden sind.

Die folgende Zone besteht vorherrschend aus Sandstein und führt an einzelnen Stellen Kohlenflötze. Heer stellt sie nach der Lagerung und den Pflanzenresten in das Alter des Untercarbon und der Ursastufe.[16] Sie bildet die N. Hälfte von Banksland, die S. Hälfte von Eglinton, Melville-Insel mit Ausnahme der beiden nördlichen Halbinseln, Byam-Martin, dann Bathurst mit Ausnahme

der drei nördlichen Halbinseln und setzt sich vielleicht über Nord-Devon zu den östlich folgenden kleineren Inseln fort.

Dieser kohlenführenden Zone folgt in normaler Ueberlagerung eine sehr petrefactenreiche Zone von marinem Kohlenkalk. Ihr fällt die Prinz Patrick-Insel zu, der N. Theil von Eglinton, alle N. Vorgebirge von Melville und Bathurst, die kleineren Inseln der Pennystrasse und die Grinnellinsel.[17]

Diese Zone von Kohlenkalk ist die nördlichste, doch ruhen auf ihr im Osten der Prinz Patrick-Insel, dann an dem NW. Ufer von Bathurst und auf einzelnen kleinen Inseln N. von der Grinnellinsel kleine Schollen von mesozoischen Ablagerungen, welche eine unter dem Polarmeere liegende mesozoische Zone andeuten. Die Fossilien bestehen aus Resten von Sauriern, dann Ammoniten und einzelnen Bivalven. Neumayr hat die Ammonitenreste von der Wilkiespitze; Prinz Patrick's Land (76° 20′ n. Br.) den Vorkommnissen des mittleren Jura verglichen.[18]

Da die eben angeführten parallelen Zonen gegen ONO. oder NO. streichen, liegt die Frage nahe, ob sie nicht an den westlichen Ufern des Smith-Sundes und des Kennedy-Canals wieder sichtbar werden. Nun lehrt zwar die Darstellung des Baues dieser Küsten durch Feilden und de Rance, dass auch hier archaische, silurische und carbonische Gesteine vorhanden sind, und dass auch hier nordöstliches Streichen herrscht, aber die Schichten sind aufgerichtet und gefaltet, und wir befinden uns folglich in einem Gebiete von wesentlich anderem Gefüge.[19]

Wir wollen nur einen flüchtigen Blick auf diese Landstriche werfen.

Die archaischen Felsarten von Ponds Einlass, Cap Walter Bathurst und dem östlichen Nord-Devon bilden nordwärts die ganze hohe Küste von Ellesmereland und treten bei Cap Isabella auch auf die Ostseite des Smithlandes hinüber, wo sie in der Nähe von Port Foulke von blattführenden Tertiärschichten überlagert sind.

Silurische Ablagerungen treten mit NO. Streichen an die Küste und nehmen fast den ganzen Raum vom 79. bis zum 80. Breitengrade ein; auf Bache-Island legen sie sich ziemlich flach auf die syenitische und granitische Unterlage, aber schon auf

Norman Lockyer-Island in 79° 25′ n. Br. treten steile Neigungen, weiterhin wie es scheint, auch ein Sattel ein. Diese silurische Zone, welche an der Westseite des Smith-Sundes in der Scoresbybucht endet, setzt sich mit gleichem Streichen schräge über den Meeresarm fort und bildet an der Ostseite desselben wahrscheinlich einen grossen Theil des Untergrundes des Humboldtgletschers und von Washingtonland. Ebenso fällt derselben Petermannfjord zu, Polaris-Bay und das innere Hall's Land bis zur Newmanbay.

Nördlich von dem Silurgebiete folgen stark gefaltete alte Felsarten, Glimmerschiefer und Quarzit, welche als ‚Rawson beds' bezeichnet werden. Ihr Streichen ist NNO. und sie bilden das Westufer von der Scoresbybucht bis Cap Creswell in 82° 40′. Jenseits des Robesoncanales fällt ihnen alles Land N. von Polaris-Bay und Newman-Bay zu.

Hoch im Norden, jenseits der Rawson beds, tritt in der Dana-Bay etwas Devon hervor; dann wird auf der Nordseite von Grinnell-Land auf Feilden und Parry Peninsula bis Clemens Markham's Einlass Kohlenkalk getroffen, ganz in der Streichungsrichtung des Kohlenkalkes der Parry-Inseln. Unter dem Kohlenkalke und jenseits desselben bis an die äusserste erreichte Stelle erstrecken sich die Felsarten der Rawson beds. —

Die angeführten Beobachtungen gestatten uns, die nachfolgenden Umrisse zu erkennen.

Die abradirte archaische Fläche, auf welcher die seichte Hudsons-Bay liegt, der canadische Schild, ist von einem Ringe flach gelagerter paläozoischer Ablagerungen umschlossen, welches nur im SO., gegen den unteren Lorenzo, durch Abrasion an einzelnen Stellen gänzlich verschwunden, sonst aber geschlossen und in vielen Theilen von grosser Breite ist. Im Westen tritt das Devon in diesem Saume auf, ohne dass bisher das Silur an seiner Basis bekannt geworden wäre. Die Grenze des Schildes ist in S. und W. durch eine lange Reihe grosser Seen bezeichnet. Der Huron mit seinen nördlichen Begleitern, der Lake Superior, Winnipeg, Athabaska, der grosse Sclavensee, der Marder- und der grosse Bärensee liegen so, dass von jedem derselben ein grösserer oder geringerer Theil dem archaischen Schilde, der andere Theil der paläozoischen Um-

randung angehört. Die Grenze erreicht dann den Coronation-Golf folgt wahrscheinlich der Simpsonstrasse, zieht quer durch Melville, ist aber weiter gegen Süden nicht festgestellt. Die Umrandung kennt man in O. Melville, am Nettilling und am oberen Ende der Frobisher-Bay. An der Hudsonstrasse ist ihre Fortsetzung nicht bekannt. Wir finden sie wieder auf Anticosti und in Schollen auf dem sehr stark abradirten Gebiete am Saguenay.

Diese Umrandung ist in dem arktischen Archipel aus regelmässig folgenden Zonen paläozoischer Gesteine gebildet, denen mesozoische Schollen gegen Norden aufliegen. Gegen Westen sinkt die vorwaltend oder ausschliesslich devonische Umrandung unter das Kreideland der Prairien. Gegen Süden geht sie über in die Faltung des Cincinnati Uplift und die Falten der Appalachien. Gegen SO. ist sie begrenzt durch den Lorenzo und das Faltengebirge von Neu-Braunschweig und Neu-Fundland. Gegen Ost und Nordost erhebt sich als Grenze längs der Küste ein selbständiges Gneissgebirge, welches von der Strasse von Belle-Isle an der Küste von Labrador bis zur Hudsonsstrasse und der Resolutioninsel fortläuft. Ein anderes hohes Gneissgebirge oder die Fortsetzung des eben genannten zieht an der Küste von Cumberland fort, ist an der Home-Bay unterbrochen und reicht dann bis Cap Walter Bathurst. Weiter zieht von hier wieder hohes Gneiss- und Granitgebirge durch den östlichen Theil von Nord-Devon und an der Küste von Ellesmereland bis Cap Sabine im Smith-Sunde.

Die zahlreichen Einlässe, Buchten und Sunde des arktischen Archipels liegen auf dem flach gelagerten paläozoischen Saume, und das N. Ufer des Festlandes fällt wahrscheinlich auf eine längere Strecke mit dem Nordrande des Schildes zusammen.

2. Der baltische Schild. Die wesentlichen Züge des soeben besprochenen Theiles von Nordamerika wiederholen sich auf eine bemerkenswerthe Weise in einem Theile des nördlichen Eurasien. Lappland und Finnland sind wie der canadische Schild aus archaischen Felsarten gebildet, welche bereits vor der Silurzeit gefaltet wurden; sie sind wie dieser von einem bogenförmigen Saume flachgelagerter paläozoischer Sedimente umgeben, verdanken ihre Entblössung wie dieser hauptsächlich der späten Abrasion durch Eis, und sind wie dieser von einem unübersehbaren

Labyrinthe kleinerer Wasserflächen bedeckt, welche ein Wirrsal von Gerinnen verbindet. Dort wie hier liegt auf der Grenzregion der archaischen und der paläozoischen Gesteine eine Reihe grosser Buchten und Binnenseen, denn die Grenze des paläozoischen Gürtels verläuft von der schwedischen Küste bei Oeland quer über das baltische Meer N. von Gotland und N. von Dagö, durch den finnischen Meerbusen, und zwar ganz nahe seinem südlichen Ufer, ebenso durch den Ladogasee nahe seinem S. Ufer, etwas mehr schräge gegen Nord gerichtet quer durch den südlichen Theil des Onegasees, erreicht nicht weit von der Stadt Onega das Meer, kreuzt wahrscheinlich die gegen N. vorliegende Halbinsel und den Golf von Archangel und liegt bis Cap Woronow hinaus unter dem Meere.

So stellt uns der baltische Meerbusen eine ähnliche, wenn auch weniger umfangreiche Ueberfluthung der abradirten archaischen Platte dar wie die Hudsons-Bay; der finnische Meerbusen, der Ladoga- und Onegasee und die Buchten des weissen Meeres haben eine ähnliche Lage wie Lake Superior, Winnipeg und die oft genannten anderen Seen des amerikanischen Kranzes sammt dem Coronation-Golf und seinen Fortsetzungen. Man kann von ihnen allen dasselbe sagen, was Richardson vor Jahren von diesen amerikanischen Wasserflächen hervorhob, dass nämlich in jedem einzelnen Falle ein Theil des Umrisses archaisch, ein anderer Theil aber paläozoisch sei, und die südlich von dieser Grenzregion auf dem paläozoischen Gebiete selbst liegenden Seen, wie Peipus, der Ilmensee und Andere, entsprechen dem Winnipegosis und seinen Begleitern.

Dieser paläozoische Gürtel zeigt die Eigenthümlichkeit, dass zwar in seinem westlichen Theile und auch noch südlich vom finnischen Meerbusen die einzelnen Glieder der primordialen und silurischen Ablagerungen in regelmässiger Folge übereinander lagern, so dass in immer grösserer Entfernung die jüngeren und jüngeren Sedimente getroffen werden, dass aber weiter gegen Nordost der rothe devonische Sandstein mehr und mehr über die parallelen Silurzonen von Süden und Osten her übergreift, eine nach der anderen bedeckend, so dass an dem S. Rande des Ladogasees nur mehr die inneren, also älteren Glieder derselben zwischen dem

devonischen Sandstein und den archaischen Felsarten sichtbar sind, bis endlich dieser letztere ganz an das archaische Gebiet herantritt und gegen das Nordmeer hin weder primordiale noch silurische Bänke, sondern nur archaische Felsarten und der rothe Sandstein bekannt sind.

Diese Transgression des devonischen Sandsteins ist seit langer Zeit bekannt; schon Murchison hat sie anschaulich geschildert,[20] und da ich an späterer Stelle auf diese Erscheinung zurückzukommen haben werde, mögen die folgenden Einzelheiten Erwähnung finden.

Auf der langen Insel Oeland folgt nach Dames das Streichen beiläufig der gegen NNO. gestreckten Richtung der Insel, und zwar so, dass am westlichen Rande die primordialen und östlich davon in regelmässiger Folge die untersilurischen Stufen liegen.[21] Gotland gehört ganz dem Obersilur an; die jüngeren Glieder folgen gegen SO. und die einzelnen Grenzen der obersilurischen Stufen verlaufen nach F. Schmidt's Karte gegen NO. schräge über die Insel.[22]

Die genauen Darstellungen von Grewingk und Fr. Schmidt lehren nun, wie das auf Oeland gegen NNO. und auf Gotland gegen NO. gerichtete Streichen sich unter dem Meere so vollständig wendet, dass es auf Dagö und Oesel und weiter durch Esthland von W. gegen O., parallel dem südlichen Ufer des finnischen Meerbusens verläuft. Die primordialen Ablagerungen folgen diesem Ufer; gegen S. folgen ihnen untersilurische Bänke wie auf Oeland; Dagö und Oesel sind obersilurisch, wie Gotland, und die jüngsten Silurschichten sind in dem südlichen Theile von Oesel entblösst. Der rothe Sandstein bildet die Ufer des Meerbusens von Riga, und in der NO. Ecke desselben, in der Nähe der Bucht von Pernau, lagert derselbe auf dem Obersilur; jenes höchste Glied des Obersilur aber, welches im südlichen Oesel sichtbar war, scheint bereits verschwunden zu sein, und nun dringt der rothe Sandstein mehr und mehr gegen Nord, das Silur verhüllend, so dass zwischen Petersburg und Gatschina nur mehr die primordialen und ein geringer Saum von untersilurischen Schichten sichtbar sind, am Einflusse des Sjas in den Ladogasee nur eine primordiale Zone unter dem rothen Sandstein erkennbar ist, und bald nur archaisches Gebirge und der Sandstein die Oberfläche bilden.[23]

In diesem Gebiete treten wohl einige leichte Wellenbiegungen im Silur ein, von denen aber die auffallendsten doch nur Schleppungen oder untergeordnete Stauchungen an Verwerfungen zu sein scheinen; im Allgemeinen ist die gesammte Lagerung der paläozoischen Schichten eine sehr flache. Im auffallenden Gegensatze dazu sind die archaischen Felsarten gefaltet und streichen, wie Inostranzeff gezeigt hat, an den grossen Binnenseen gegen SO., d. i. quer auf den Verlauf der paläozoischen Umgürtung; sie bedingen durch ihr Streichen die Halbinseln in dem nördlichen Theile des Onegasees.[24]

An dem S. und SO. Ufer dieses Sees herrscht bereits der rothe Sandstein, welcher, wie gesagt, den östlichsten Theil der Bucht von Onega umfasst. Auf der kleinen Insel Ki-Ostrof, wenige Meilen N. von der Stadt Onega, traf Murchison granitischen Gneiss in verticaler Stellung.[25]

Nun wenden wir uns dem Süden der skandinavischen Halbinsel zu.

Die Landkarte lässt errathen, dass Schonen eine selbständige Stellung einnimmt. Die skandinavische Südküste würde einen weit einheitlicheren Umriss bieten, wenn die leicht gekrümmte Küste von Bohus und Halland unmittelbar an jene von Blekingen schliessen würde, und Schonen erscheint als ein fremdartiger Anhang.

Thatsächlich sieht man auf Schonen Theile eines grossen Tafelbruches. Mesozoische Sedimente, welche sonst Skandinavien fremd sind, wenn sie auch wahrscheinlich früher eine weit grössere Verbreitung gegen Nord besassen, sind hier sichtbar. Abgesehen von vorsilurischen und silurischen Gesteinen trifft man rothen Thon, welcher in der Regel dem Keuper gleichgestellt wird, dann kohlenführende Sedimente der rhätischen und Liaszeit, die letzteren mit marinen Lagen, endlich die mittlere und obere Kreideformation. An einer Stelle stösst die kohlenführende Serie an den Gneiss, an einer anderen an Silur; die Kreideformation liegt bald auf dem Lias, bald stösst sie ab am Silur, bald liegt sie auf Gneiss, und Ed. Erdmann hat gezeigt, dass der ganze Landstrich durchzogen ist von grossen Längsbrüchen, welche von NW. gegen SO. ziehen und an welchen das Land in ungleichmässiger Weise abgesunken ist, so dass Gräben und Horste entstanden. Die Untersuchungen

von Nathorst haben ferner gelehrt, dass dieses Absinken zu verschiedenen Zeiten eingetreten ist, und dass es möglich ist, die Brüche je nach ihrem Alter in Gruppen zu theilen.[26]

Nun sehen wir Hallands Ås mit Hallands Vaderö N. vom Skelder Viken, und den Kullen, S. von diesem Busen, als Horste gegen NW. vorspringen, Romele Klint im Innern des Landes ist

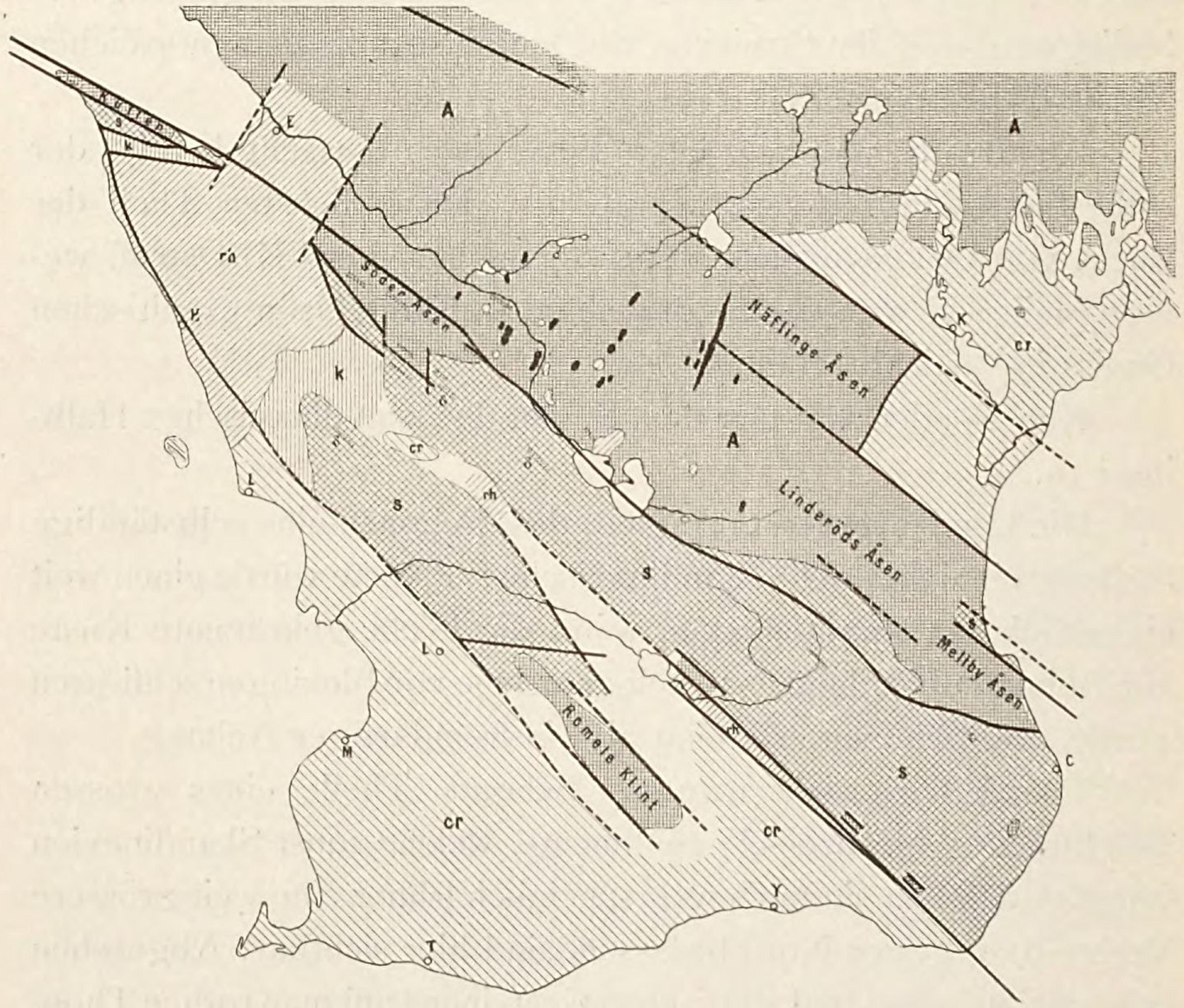


Fig. 5. Schonen nach G. Nathorst.
A Archaisch; *s* Primordial und Silur; *k* Keuper; *rh* rhätisch und Lias; *cr* Kreide; ô Diabas; schwarz = Basalt. Starke Linien = sichergestellte, durchbrochene = muthmassliche Verwerfungen.

ein ähnlicher Horst, und das Vortreten des Landes gegen SO. zwischen Ystad und Cimbrishamn ist in gleicher Weise durch die gegen SO. ziehenden Brüche bedingt. Wir können unter diesen Brüchen solche unterscheiden, die nach dem Silur und vor dem Keuper eintraten, andere, welche vor der Kreide, und noch andere, die nach der Kreide sich bildeten, und so erklärt sich die Auflagerung der Kreide auf Gneiss, nämlich auf alt entblösstem Horste. So lehrt

uns auch Nathorst, dass z. B. der Horst des Kullen, sowie seine muthmassliche Fortsetzung, der Söder Åsen, gegen S. begrenzt ist durch einen Bruch, welcher älter ist als die Trias, und gegen N. durch einen anderen, welcher jünger ist als die Kreide, und wir haben in diesem Lande, welches seit der primordialen Zeit keiner Faltung unterworfen war, vor uns ein neues und lehrreiches Beispiel des zu verschiedenen Zeiten stückweise sich vollziehenden Einbrechens einer Tafel. Es sind auch einzelne, gegen NNO. laufende, kurze Querbrüche vorhanden. Man sieht ältere Diabasgänge, welche den Hauptbrüchen gegen SO. folgen, und jüngere, basaltische Gänge, welche dem Streichen der Quersprünge gegen NNO. zu entsprechen scheinen.

Bornholm ist die Fortsetzung dieser gebrochenen Tafel oder vielmehr des Horstes von Gneiss und paläozoischen Sedimenten, welcher am Mellby Åsen und bei Cimbrishamn vortritt. Im SW. Theile von Bornholm wird auch die abgesunkene kohlenführende Serie von Schonen zugleich mit versenkten Kreideschollen sichtbar.[27]

Nach der Abscheidung von Schonen mit Bornholm werfen wir einen Blick auf die grosse Halbinsel Skandinavien.

Im Westen, gegen den atlantischen Ocean, erhebt sich hohes Gebirge. Gegen Ost und Süd, gegen das baltische Meer und den Skager Rack, breitet sich ein weites und im ganzen Süden der Halbinsel niedriges Gebiet aus, welches vorherrschend aus archaischen Felsarten besteht. Die Grenze zwischen dem Gebirge im W. und dem archaischen Lande im O. ist bezeichnet durch einen grossen Abfall, welcher von Stavanger in 59° bis in den nördlichen Theil von Tromsö-Amt in 70° auf einer unregelmässigen, öfters unterbrochenen, aber doch im Allgemeinen der Hauptrichtung der Halbinsel folgenden Linie sich verfolgen lässt. Obwohl ein grosser Theil des Gebirges aus Faltenzügen besteht, welche zumeist unter spitzem Winkel an der atlantischen Küste auslaufen, ist doch in einem beträchtlichen Theile seines östlichen Abfalles die Lagerung ganz flach, und vor demselben erheben sich ostwärts noch vereinzelte Bergmassen auf dem archaischen Gebiete, welche aus denselben flachgelagerten Felsarten bestehen und als Vorlagen des grossen Abfalles anzusehen sind. Dieser Abfall ist daher gewiss nicht in seiner Gesammtheit ein fortlaufender Bruch. Er ist in dem grössten

Theile seines Verlaufes sicher ein Denudationsrand, und mit vollem Rechte hob Pettersen vor Jahren bei der Schilderung des nördlichen Theiles hervor, dass das Gebirge sich im Norden einst über diesen Abfall hinaus viel weiter als heute gegen Ost erstreckt haben muss.

Das archaische Land ist im Osten durch jenen flachgelagerten silurischen Saum begrenzt, welcher W. von Oeland auf der Halbinsel liegt, von dort an aber, wie wir bereits sahen, unter dem baltischen Meere gegen den finnischen Busen zieht. Ihm gehört das südliche Norwegen und der grösste Theil von Schweden an. Im Norden ist es höher und von dichtem Wald bedeckt; im Süden trägt es die grossen Seen; überall zeigt es die Spuren der abhobelnden Thätigkeit des Eises. Einstens war es von zusammenhängenden silurischen Schichten bedeckt, aber nur vereinzelte Theile dieser Decke sind, meistens wohl durch Versenkung, der Zerstörung entgangen.

Das bedeutendste dieser versenkten Stücke ist der merkwürdige, mehr als 200 Kilom. lange Zug von silurischen Ablagerungen, welcher von dem Ostabfalle der Gebirge an gegen SSW. über den Mjösensee und Kristiania, dann an der Westseite des Fjords hinabzieht, und dessen mittlerer Theil häufig als das Silurgebiet von Kristiania bezeichnet wird.

Dieser Zug hat in der That wunderbare Veränderungen erlitten. Beträchtliche Theile desselben wurden gefaltet und abradirt; dann sank er in Schollen zerbrochen gegen die Tiefe, dann oder wahrscheinlicher zur selben Zeit wurde er weithin mit einem aufquellenden rothen Granit, dem Drammengranit, injicirt, wurde hierauf noch von jüngeren Eruptivgängen durchsetzt, und später noch durchschnitten von zahlreichen kleineren Grabensenkungen, welche heute Querthäler bilden.[28]

Im Norden, am Mjösensee, ist die Faltung sehr beträchtlich und es tritt auch Ueberfaltung ein. Bei Kristiania ist sie ebenfalls noch beträchtlich; zahlreich und oft besprochen sind die Beispiele von Intrusion, der Erstarrung von jüngerem Granit als Lakkolith mit Dachcontact gegen den silurischen Kalkstein, von Abbruch gegen den alten Gneiss und Verschiebung einzelner Schollen gegen einander, welche die Ufer des Fjords S. und SW. von Kristiania auszeichnen. Hier, gegen SW., liegen auch die ausgezeichneten kleineren Grabenverwerfungen, welche Kjerulf beschrieben hat.

Brögger hat die Einzelheiten der Gebirgsbewegung und Injection in höchst lehrreicher Weise dargestellt.[29]

Noch weiter gegen S., von Skien gegen den Langesund, ist die Faltung nicht vorhanden. Der schmale Streifen silurischer Gesteine liegt gegen W. auf Gneiss und gegen O. sinkt er mit rasch sich steigerndem Neigungswinkel, also wie mit einer Flexur, unter eine sehr ausgedehnte Masse von Syenit hinab. Auch dieser schmale Streifen ist, wie Brögger zeigt, von Längs und Querverwürfen und vielfachen Intrusivgängen durchsetzt; die Schollen sind zu verschiedener Tiefe gesunken. Brögger zeigt zugleich, dass das Einsinken derselben und das Aufpressen der Eruptivgesteine wahrscheinlich in Zusammenhang stehen.[30] Da aber die Insel Nord Koster noch zum Silur gehört, ist es möglich, dass sich die ganze Küste bis zu den Tafelbrüchen von Schonen einmal als die Fortsetzung des östlichen Bruches erweisen wird.

Auch östlich von dieser grossen versenkten Zone fehlt es nicht an versenkten Schollen von altem Sedimentgebirge; solche liegen am SO. Rande des Wenern, zwischen diesem und dem Wettern, am O. Ufer des Wettern, dann N. von diesem See und an anderen Orten, und Nathorst ist sogar der Meinung, dass die scharfe Grenze zwischen Gneiss und Granit, welche in S. Schweden sichtbar ist, begründet sei in einer grossen, vorsilurischen Verwerfung. Diese Verwerfung würde aus der Gegend von Sölvesborg an der S. Küste nordwärts verlaufen, und zwar schräge durch den südlichsten Theil des Wettern, knapp an dem Ostrande des Wenern und dann mit geringer Ablenkung gegen NNW. bis an das Hochgebirge. Sie würde vom 56. bis zum 61. Grade nördl. Br. reichen und der W. Flügel, der Gneiss, wäre der gesenkte Theil. Die Intrusionen von Hyperit, welche im Gneiss nahe dieser Linie auftreten, wären dabei möglicherweise eine Folge der Senkung selbst.[31]

Die Ansicht, dass grosse Senkungen dieses archaische Gebiet in alter Zeit ergriffen haben, scheint überhaupt unter den skandinavischen Forschern mehr und mehr Zustimmung zu finden, und Svedmark hat für die Gegend N. von Stockholm bis an das durch seine ganz ungewöhnliche Tiefe ausgezeichnete Ålandsmeer hin ein ganzes System muthmasslicher Bruchlinien entworfen.[32] —

Einen wesentlich anderen Charakter zeigt das Hochgebirge, welches zum nicht geringen Theile wahres Tafelland ist.

Von Kragerö im Osten bis Stavanger im Westen ist die ganze Süd-Küste Norwegens aus Gneiss und Granit gebildet, und dieselben Felsarten bilden auch durch Christiansand weit hinein alles Land. Das ist der westliche Theil des archaischen Gebietes. Von Stavanger gegen NO. erhebt sich über diesem archaischen Gebiete ein steiler Abhang, welcher in unregelmässigen Lappen vor- und zurücktritt; es ist der Rand des ausgedehnten Langfjeld, zugleich der Beginn des grossen östlichen Abfalles. In der Zusammensetzung dieses Abfalles fällt die Mächtigkeit auf, welche die Primordialstufe im Gegensatze zu den östlicheren Vorkommnissen durch die Einschaltung bedeutender Massen von Quarzit und Schiefer erlangt. Tellef Dahll hat einen Theil desselben im NO. von Stavanger untersucht; er traf den Abfall aus flachgelagerten Schichten von Quarzit und glänzendem Schiefer aufgebaut, und auf dem Huulberge, wo die Grenzen der drei südlichen Stifte Norwegens sich vereinigen, entdeckte er in dem tieferen Theile dieser Schichtfolge eine Lage mit *Dictyograptus flabelliformis (= Dictyonema sociale)*; die ganze Schichtfolge wurde daher der Primordialstufe zugerechnet. Auf dem Hallingskarven, nahe dem inneren Ende des Hardangerfjord, liegt nach demselben Beobachter über dieser Schichtfolge ein jüngerer Granit. An anderen Stellen werden hoch über dieser Schichtfolge aufgelagerte Massen von Glimmerschiefer und Hornblendschiefer erwähnt.[33]

Die flachgelagerte Serie von Schiefer und Quarzit setzt sich gegen NO. über einen Theil der Vidden fort, durch Hallingdal bis ins Gudbranddal, und vor dem Ostrand des Gebirges liegen vereinzelte Inseln desselben. Als eine jüngere Abtheilung der Serie ist der Hochgebirgsquarzit anzusehen, aber auch hier wird erwähnt, dass hoch auf den Gipfeln Glimmerschiefer, Augengneiss und Hornblendschiefer vorkommen. Die Lagerung ist jedoch nicht hinreichend bekannt.[34]

Nördlich von diesem Gebiete erhebt sich das wilde, aus Gabbro bestehende Jötungebirge. Ein von Reusch veröffentlichtes Uebersichtskärtchen gibt den Eindruck, als würde dieser grosse Gabbrozug die Grenze zwischen dem flachgelagerten östlichen und dem gefalteten westlichen Theile des Gebirges bezeichnen.[35]

Bald ändern sich nun die Merkmale des flach gelagerten Gürtels und wir erreichen ein Gebiet, dessen nähere Darstellung besonders schwierig ist. Ich folge den Angaben, welche Kjerulf in einer Reihe meisterhafter Arbeiten niedergelegt hat.[36]

Gegen das Gudbrandsdal erscheint das flach gelagerte Gebirge als ein Wechsel von Schiefer und Blauquarz; bis hieher lag er auf dem archaischen Gebirge; nun schaltet sich unter demselben eine mächtige Reihe von feldspathführendem Sandstein, das Sparagmitgebirge, ein, dessen oberer Theil Paradoxides führt und folglich mit Bestimmtheit auch der primordialen Stufe zuzuzählen ist. In dem unteren Sparagmitgebirge liegt die petrefactenleere Zone des Birid-Kalksteins. Während aber unter dem Schiefer und Blauquarz das Sparagmitgebirge mit dem Birid-Kalkstein liegt, folgt über der Stufe des Blauquarzes die versteinerungsreiche Serie des Untersilur, und zwar, wie es scheint, in übergreifender Lagerung, so dass z. B. der Orthoceratitenkalk auf verschiedenen Theilen der Primordialstufe ruht. Am Mjösensee ist das Untersilur in beträchtlicher Mächtigkeit vorhanden, und aus der Gegend dieses Sees geht jener lange, versenkte Zug von Silurgesteinen gegen SSW. ab, von welchem bereits gesagt worden ist, dass er über Kristiania hin das Meer erreicht, das archaische Gebiet quer zertheilend. Die mächtigen Einschaltungen der Primordialstufe, welche wir soeben als den Blauquarz und die Sparagmitstufe kennen gelernt haben, folgen diesem Zuge nicht.

An dem 3800 Fuss hohen Herjehogna in Dalarne, beiläufig in 61°30′, tritt der Wall von Quarzit über die schwedische Grenze. Er bezeichnet den Ostrand des Gebirges, aber in dieser Gegend nicht den Ostrand der sedimentären Auflagerung auf das Urgebirge, denn vor demselben breitet sich in geringerer Höhe, aus dem Fusse des Quarzitwalles gleichsam hervortretend, die Fortsetzung der norwegischen Sparagmitablagerungen, hier Dala-Sandstein genannt, weit über das südliche Dalarne aus.

Für die Kenntniss dieser Landstriche und von hier nordwärts durch Herjeådalen und Jemtland bis zum 64.° sind die im Jahre 1873 veröffentlichten Arbeiten Törnebohm's massgebend geworden, und den Angaben dieses unermüdeten Beobachters habe ich zunächst zu folgen.[37]

Der Quarzit, welcher den grossen Wall bildet, hier Wemdaler Quarzit genannt, ist die Fortsetzung des norwegischen Hochgebirgs-Quarzites; der Wall begrenzt das Hochland. Schon wenig N. vom 62.° verschwindet an seinem Fusse der Sparagmit, aber der Wall ruht auch hier nicht unmittelbar auf den archaischen Felsarten, sondern es schaltet sich hart an seinem Fusse eine Reihe silurischer Vorkommnisse, insbesondere Orthoceratiten-Kalkstein, ein und begleitet als ein schmaler Saum, nach Törnebohm's Ansicht den Quarzitwall unterlagernd, denselben bis in die Gegend von Åsarnes Kapell in beiläufig 62°45′. Dort weicht der Quarzitwall sehr weit gegen NW. zurück, um erst im Norden wieder vorzutreten, und innerhalb des so gebildeten unregelmässigen Bogens breiten sich in flacher Lagerung die silurischen Schichten aus. Auf diesen silurischen Tafeln liegt der grosse Stor Sjön. Gegen O. lagern diese Tafeln auf den archaischen Felsarten, welche jedoch hier beträchtlichere Höhen bilden als im Süden und sich sogar höher erheben als die silurischen Tafeln.

Wir ersteigen nun den Quarzitwall und erreichen das Hochland, auf welchem einzelne Gipfel 5000—6000 Fuss erreichen; ein beträchtlicher Theil liegt über der Waldgrenze, d. i. über 2800 Fuss. Hier wird eine tiefere Gruppe unterschieden, bestehend aus Quarzit und mächtigen Massen krystallinischer Schiefer, nämlich Glimmerschiefer, Hornblendschiefer, auch Gneiss, und eine obere Gruppe, welche halbkrystallinische Thonschiefer und ebenfalls Hornblendeschiefer umfasst. So sonderbar es erscheinen mag, Gneiss und Hornblendgestein hoch über dem Silur als normal aufgelagert anzutreffen, muss doch erinnert werden, dass ganz Aehnliches im südlichen Theile des grossen Gebirgsrandes von den norwegischen Forschern beobachtet worden ist.

In der That lautet daher Törnebohm's Gesteinsfolge: älterer Granit (archaisch); hierauf Dala-Sandstein (Sparagmit, nur im S.); Silur im NO. bis zum Horizonte des Pentamerus-Kalksteins; hierauf Wemdaler Quarzit, welcher den grossen Wall über dem Silur bildet, und über diesem noch eine mächtige Serie hochkrystallinischer Schiefer.

Törnebohm's Ergebnisse haben Widerspruch gefunden; Svenonius ist in einer Reihe eingehender Aufnahmen zu der Ansicht

gelangt, dass der schmale Saum silurischer Ablagerungen an dem Fusse des Quarzitwalles und mit demselben die silurische Weitung am Stor Sjön den Quarzit nicht wirklich unterlagere, dass der Quarzit allerdings von einzelnen Faltungen durchzogen, das Silur ganz und gar ungefaltet sei, und dass der Quarzitwall ein silurisches Ufer, das Silur demselben angelagert und auch vorsilurischen Thälern eingelagert sei.[38]

Diese den älteren Anschauungen von dem hohen Alter der hochkrystallinischen Schiefer so wohl entsprechende Meinung musste jedoch bald, zum guten Theile durch die fortgesetzten eigenen Arbeiten desselben gewissenhaften Beobachters eine neuerliche Aenderung erfahren. Die wesentlichste der neueren Erfahrungen ist das nun bereits an einer grösseren Anzahl von Stellen bekannte Auftreten silurischer Versteinerungen innerhalb des Hochgebirges selbst. Gewiss wird es dem fortgesetzten Eifer der skandinavischen Geologen gelingen, die Zweifel zu lösen, welche sich heute noch an das Verhältniss der silurischen Tafeln des Stor Sjön zum Hochgebirge knüpfen. Wir wenden uns nun, der Ostgrenze des Gebirges weiter folgend, gegen Nord.

Nicht weit gegen N., etwa in 64°30′, wo in Ångermanland der Sjougdelv, von W. kommend, in den Tåsjön mündet, traf Svenonius petrefactenreiche Primordialablagerungen. Diese sind mit dem Quarzit gefaltet und liegen in einer Synclinale desselben.[39] Nun tritt im nördlichsten Jemtland und in Westerbotten ein neues Merkmal in der Zusammensetzung des Gebirgsrandes hervor, nämlich ein sehr langer Zug grosser und kleiner Massen von Olivinfels und Serpentin, welche den Schiefern des Hochgebirges lagerförmig eingeschaltet sind.

O. von Grong, mitten im norwegischen Gebirge, in 64° n. Br., traf Hauan eine grosse Masse von Anorthit-Olivinfels,[40] welche den Beginn des ausserordentlich langen Zuges darzustellen scheint, welcher von hier an gegen NNO., dem allgemeinen Streichen des Gebirges folgend, die schwedische Grenze überschreitet und an dem Ostrande sichtbar wird. Viele einzelne Funde waren aus früherer Zeit bekannt; Svenonius hat den Zusammenhang der Vorkommnisse gezeigt. Die grössten Massen sind der Rödfjället am Store Blåsjön im Quellgebiete des eben erwähnten Sjougdelv und

die einander naheliegenden Berge Graipies und Orna, N. von Fatmomak (65° n. Br.). Der Zug setzt sich noch viel weiter fort; noch über dem 67.° WS., W. und NW. von Kvikkjokk sind Olivinberge vorhanden.[41]

In diesem Gebiete war es auch, wo Svenonius durch das Auffinden von Fossilien, namentlich einer Hyolithes-führenden Lage am Paije Sartajaur und von Enkrinitengliedern im Hochgebirge, veranlasst worden ist, in neuester Zeit in der That diesen mächtigen Hochgebirgs-Bildungen ein ‚postazoisches' Alter zuzugestehen. Derselbe Beobachter hat die Güte mir mitzutheilen, dass er nun bereits an fünf bis sechs Stellen in Norbottens Lappmark, aber noch nicht in Jemtland, die Hyolitheslager gefunden, dass er dagegen im obersten Jemtland und an einigen Punkten in Westerbottens Lappmarken im Kalk-Glimmerschiefer des Hochgebirges Crinoidenglieder angetroffen hat. Die Hyolitheslagen erscheinen als die Grundlage des Hochgebirges und bilden einen Saum an seiner östlichen Grenze.

Nun haben wir ein Gebiet betreten, welches durch Hummel's Uebersichtsaufnahmen und durch ein von K. Pettersen quer über die Halbinsel von NW. gegen SO. von Saltdalen nach Piteå gezogenes Profil in seinen Hauptlinien bekannt geworden ist.[42]

Die Halbinsel besteht nach Pettersen hier aus folgenden Theilen. Dem bottnischen Busen folgt an der Küste ein schmales Band von Niederland, bestehend aus Gneiss mit steilgestellten Schichten. Dann erhebt sich landeinwärts der Boden mit einem Male auf etwa 1100 Fuss (345 M.) und von hier an dehnt sich ein einförmiges, granitisches, zum grossen Theile von Wald bedecktes Hochland aus, dessen Breite beiläufig 200 Kilom. beträgt. Es steigt sehr langsam gegen W. zu der Zone der grossen Seen an, so dass z. B. der Wasserspiegel des Saedva, W. vom Hornafvan, 1420 Fuss über dem Meere liegt. Gegen die Seen tritt eine gewisse Mannigfaltigkeit an Stelle der Einförmigkeit des Ostens; vereinzelte Bergzüge erheben sich einige hundert Fuss hoch über das umgebende Land. Endlich erreicht man an dem W. Ende des Hornafvan und zwischen diesem grossen See und dem südlich folgenden Laiselv den grossen Wall, welcher auch hier den Ostrand des Hochgebirges bezeichnet. Seine obere Kante liegt beiläufig in 2500 Fuss (784 M.).

Aus Hummel's Angaben ist zu entnehmen, dass die nördliche Fortsetzung des Walles von mehreren der grossen Seen gekreuzt wird; so ist es O. von Kvikkjokk, und auch der Torneå Träsk liegt so, dass fast seine ganze westliche Hälfte westlich vom Walle in das Hochgebirge eingesenkt ist, während der grössere östliche Theil ausserhalb desselben liegt.

Oberhalb des Walles erhebt sich im Süden bald der vereinzelte Peljekaisse (1064 M.), welcher 275 Kilom. vom bottnischen und 187 Kilom. vom atlantischen Meere liegt, und nun drängen sich höher und höher die schneebedeckten Gipfel gegen den Sulitjelma (1875 M.) und die noch weit höheren Kuppen im N., Sarjektjåkko (2128 M.) in Luleå und Kebnekaisse (2156 M.) in Torneå Lappmarken.[43]

Der Wall selbst zeigt vom nördlichen Jemtland her durch die Lappmarken herauf, soweit er bekannt ist, flache Lagerung der mächtigen Schichtfolge. Pettersen unterscheidet an der Basis des Walles eine Schichtgruppe, welche derselbe nach einem Thale in Tromsö Stift, S. vom Balsfjord, die Dividalgruppe nennt; sie besteht aus feinkörnigem, rothem, grünem oder grauem Schiefer, Quarzit und Quarzitschiefer und entspricht jener Zone, in welcher Svenonius Hyolithes fand; wir rechnen sie der Primordialstufe zu. Ueber der Dividalgruppe liegt die Tromsö-Glimmerschiefergruppe, aus Glimmerschiefer und Quarzit zusammengesetzt.

Um nun die weitere Fortsetzung des Walles jenseits des Torneå Träsk, soweit er eben bekannt ist, zu besprechen, muss ich die Grundzüge des gesammten Baues des nördlichen Norwegen mit in Betrachtung ziehen. Pettersen's ausgedehnte Untersuchungen und die geologische Karte von Tellef Dahll sind hier die wichtigsten Quellen unserer Kenntnisse.[44]

Zuerst ist festzuhalten, dass der grosse Inselzug, welcher dem Festlande im Westen vorliegt, die Lofoten mit Westeraalen, aus Gneiss und Granit von offenbar sehr hohem Alter besteht, ja dass diese Inseln wahrscheinlich die ältesten Gesteine der nördlichen Gebirgszüge aufweisen.[45] Bald werden wir finden, dass ebenso die Hebriden aus den ältesten Felsarten Schottlands aufgebaut sind. In dem NO. Theile der nördlichsten dieser Inseln, bei Ramsaa auf Andö, liegt eine kleine Scholle von jüngeren Sedimenten. Einst

befanden sich hier Kohlengruben; jetzt soll Alles verstürzt sein. Sandsteinplatten mit Aucellenschalen gefüllt, welche sich im Museum zu Tromsö befinden, lehren, dass es die mesozoischen Ablagerungen des Nordens sind, welche von Spitzbergen her einstens bis Andö sich erstreckt haben.[46] Dieses ganz vereinzelte Vorkommen befindet sich nahe der Seeküste, und obwohl die Angaben über die Lagerung recht unvollständig sind, werden uns die Vorkommnisse in Schottland lehren, dass hier wahrscheinlich eine an Brüchen tief eingesenkte Scholle als der Rest einer einst über weite Strecken ausgebreiteten Ablagerung erhalten ist.

Ein weiteres Element, welches in dem Baue dieses Landes besonders scharf hervortritt, ist der hohe und überaus schroffe Gebirgszug, welcher, gegen NNO. streichend, den Lyngenfjord gegen W. vom Ulfsfjord trennt. Furchtbar schroff ragen die schwarzen Hörner bis etwa 1800 M. über das Meer; Gletscher hängen zwischen ihnen herab; der Gegensatz zu den sanfteren Bergen der Umgebung ist höchst auffallend. Die Umrisse erinnern durch ihre Wildheit etwa an die Tonalitzacken der Presanella in Tyrol. Dieser Zug, welcher auf Tellef Dahll's Karte gut hervortritt, besteht aus Gabbro und Serpentin und mahnt einigermassen an die grosse Gabbronarbe, welche im S. das Jötungebirge bildet.

Noch unweit der Stelle, wo im Süden die innersten Enden des Balsfjord und des Lyngenfjord sich nähern, ragt die steile Pyramide des Pig-tind hervor, welche ein Theil des Lyngenzuges ist, und es ist schwer zu sagen, ob nicht ein langer, schroffer, aber niedriger Rücken von Gabbro, welcher S. vom Balsfjord schräge gegen WSW. durch das grosse Thal des Maalselv streicht, als die im Streichen des Gebirges abgelenkte Fortsetzung desselben Zuges zu betrachten sei. Auch noch weiter gegen WSW., z. B. am Fusse des Istind in Bardo, sind zahlreiche Injectionen von Eklogit und von Gabbrogesteinen sichtbar, als würde eine Bruch- und Intrusionszone von Arnö im Norden, durch Lyngen, dann dem Hauptstreichen parallel quer durch Bardo ziehen.

Die Gesteine, welche W. von dieser Zone gegen die Inseln und auf diesen selbst bis zu dem alten Gneiss sichtbar sind, zeigen vielfache Störungen, aber im inneren Balsfjord, sowie gegen Malangen erreichen die wohlgeschichteten Bergmassen mehr und mehr

die bezeichnende Gestalt von bald etwas geneigten, bald nahe horizontal liegenden breiten Klötzen. Es sind locale, heftige Faltungen vorhanden, aber der Gebirgsbau im Grossen ist hier durchaus nicht der eines Faltengebirges.

Was östlich von der Zone der Intrusionen oder der Zone des Lyngen-Gabbro liegt, bildet eine einheitliche, bis an den Ostrand des Gebirges, den grossen Wall, reichende Zone von geschichtetem Gebirge. Dieses ist die eigentliche Hochgebirgszone. Thonschiefer, Quarzit und ein junger Glimmerschiefer setzen sie zusammen.

Der Wunsch, eines der Thalsysteme, welche in die nördlichen Fjords münden, bis zu seiner Wasserscheide kennen zu lernen, hat mich in dieses Gebirge geführt, und die vielen Anweisungen und Erläuterungen, mit welchen Herr Pettersen mich erfreute, haben mir es gestattet, in kurzer Zeit einigen Einblick in den eigenartigen Bau zu gewinnen. Dr. Leo Burgerstein hat die Güte gehabt mich zu begleiten.[47]

Als wir vom Malangenfjord südwärts zum See von Torneå reisten, hatten wir in der Weitung von Strömsmoen (68° 48′ n. Br.; 61·5 M.), wo gerade das von Süden herkommende Sördal in das Thal von Bardo mündet, ein sonderbares Bild. Hohe Berge von horizontal geschichtetem Quarzit umgeben die Weitung und erheben sich bis zu 2000 Fuss über die Thalsohle, Borgsklätten im Osten, Björnefjeld und Storfjeld im Westen, der keilförmige Rubben, welcher Sördal vom oberen Bardo trennt, im Süden. Und rings zieht von einer Bergmasse zur andern in gleicher Höhe ein schmales und grelles weisses Band, wie mit Tünche gemalt, um die Weitung. Es ist eine Kalkbank, welche, dem dunklen Quarzit eingeschaltet, nicht nur die horizontale Lagerung hervortreten lässt, sondern auch zeigt, dass dieses Thal lediglich durch Erosion entstanden ist.[48]

Von hier führte uns die Reise noch 25 Kilom. südwärts durch das Sördal zur Reichsgrenze, stets durch flach gelagertes Gebirge. In seinem obersten Theile schneidet sich der Bach in eine unzugängliche Schlucht, und wir erstiegen gegen SO. den alten Gletscherboden Stagenuni (782 M.). Hier befanden wir uns über dem Quarzit auf dunkelgrauem oder tombackbraunem, grobflasrigem

Glimmerschiefer. In unsagbarer Schönheit breitete sich nun die grosse Wasserfläche des nordwestlichen Theiles des Torneå Träsk vor uns aus. Zu unserer Rechten ist das jenseitige Ufer begleitet von einer Zunge von flachem Waldland, entsprechend der Mündung des Nuorajoki, und weiter zur Linken treten hart an die Wasserfläche die steilen Wände des Berges Abesko vor, dessen breite, aber edle Formen sich in dem See spiegeln. Höher und höher erheben sich im Hintergrunde die weissen und gerundeten oder domförmigen Gipfel des Hochgebirges von Torneå-Lappland. Was aber in geringerer Entfernung sichtbar ist, die cubischen Gipfel der Westseite des Sördal, wie Spikalomi, und die ebenso hohen Berge der Ostseite, wie der Gipfel Etnamjoski, welcher zur grossen Gruppe der

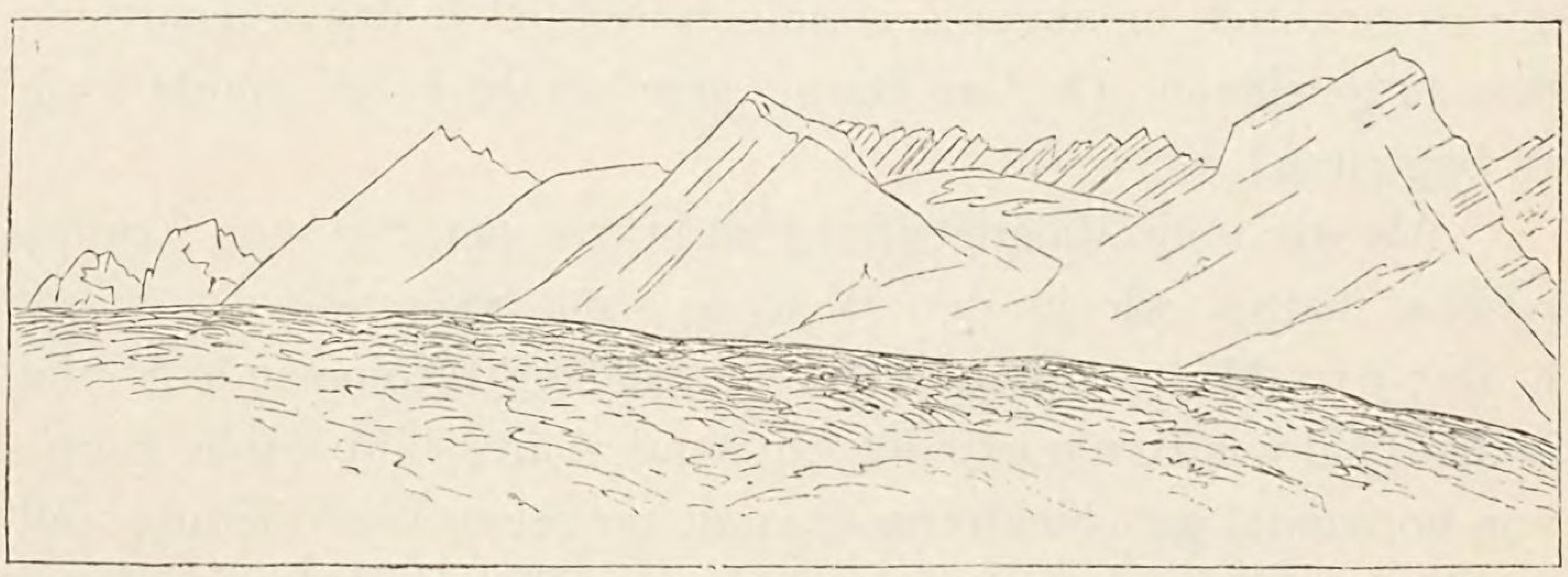


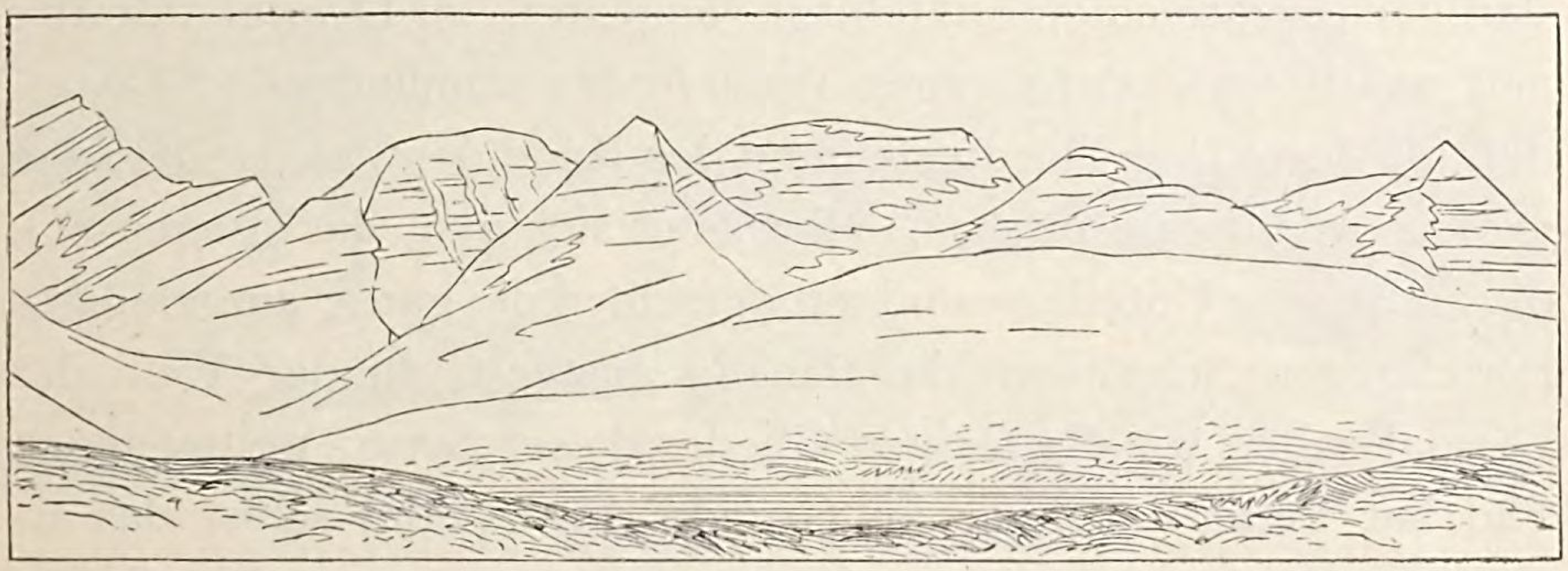
Fig. 6. Blick vom Omasvarre, S. vom Balsfjord.

Duoddarats gehört, ist durchwegs horizontal geschichtet, bis zur Seehöhe von mehr als 3000 Fuss. So befinden wir uns also hier in einem Stück wahren Tafellandes, und absteigend zum See finden wir sein Ende getheilt durch ein vorspringendes Riff von gleichfalls horizontal geschichtetem Quarzit. Der grosse Wall aber liegt, wie Hummel gezeigt hat, noch weiter gegen Osten.

Das Gefüge des S. vom Balsfjord gelegenen Berglandes ergibt sich aus der Skizze Fig. 6, welche von dem breiten Rücken des Omasvarre (670 M., 69° 8′ n. Br.) entworfen ist, der beiläufig 11 Kilom. S. vom Ende dieses Fjords liegt. Der Blick ist gegen Osten gewendet, und zur Linken, d. i. gegen Nord, ist ein sehr kleiner Theil der Hörner des Lyngenzuges sichtbar.

Mit Ausnahme dieser Hörner ist alles Gebirge wohlgeschichtet, und Färbung, sowie der Wechsel von Schiefer und Quarzit und die langen, auf den Gesimsen hinlaufenden Schneelinien lassen die Neigung der Bänke auf das Klarste hervortreten. Zur Rechten liegt nicht nur die unmittelbar ausserhalb des Rahmens der Zeichnung liegende breite Masse des Ruostafjeld (1672 M.), sondern noch weithin gegen Süden alles Gebirgsland horizontal. Obwohl der erste hier zur Rechten sichtbare Berg, das südlichste Glied der Gruppe des Hattevarre, die Gestalt einer regelmässigen Pyramide hat, besteht er doch ebenfalls aus horizontal gelagerten Schichten. Auch die Hauptmasse des Hattevarre ist noch fast wagrecht, dann, gegen den Rismaalstind tritt mehr und mehr Neigung gegen N. ein;

Rismaalstind Hattevarre



Fjäll Fräsk Süd.

Stift Tromsö (69° 8′ nördl. Br.), gegen Osten.

im Rismaalstind selbst ist sie schon ganz deutlich ausgesprochen, und im Hölltind ist die Neigung so sehr gesteigert, dass der nördliche Abfall aus einer Schichtfläche besteht; diese hier sichtbare Schichtfläche taucht in den Balsfjord, und die weiter sichtbaren Berge gegen den Lyngenzug hin gehören der Umrandung des Fjords an. Nirgends in diesem ausgedehnten Gebirge ist die Spur einer Faltung. Es scheint vielmehr, als würde das ganze Tafelland in einer einzigen gewaltigen Flexur zum Gabbro von Lyngen hinabtauchen, und in der That hat Pettersen bereits vor Jahren ein Profil aus einer nördlicher gelegenen Strecke quer über den Lyngenfjord veröffentlicht, in welchem ebenfalls ein bogenförmiges Hinabtauchen der ganzen Masse geschichteter Gebirge

unter diesen Gabbrozug verzeichnet ist. Pettersen betrachtete damals sogar den ganzen Gabbrozug als mit gleichsinnigem Fallen dem geschichteten Gebirge eingeschaltet. Ich selbst habe die Berge in der unmittelbaren Nähe des Gabbrozuges nicht betreten.[49]

Am Fusse des eben genannten Ruostafjeld mündet das von SSO. herziehende lange Dividal, dessen rechtseitiger Abhang als die Fortsetzung des eben besprochenen Profiles angesehen werden kann. Von diesem Thale hat Pettersen den Namen für das tiefste Glied der Hochgebirgs-Serie genommen. Dem Thale gegen aufwärts folgend, trafen wir dasselbe in der Gestalt von Schiefer an, welcher dem primordialen Schiefer von Ginec in Böhmen vollständig gleicht. Organische Reste fanden wir nicht, doch typische Zopfplatten, wie sie in schwedischen Primordialablagerungen vorkommen. Durch 36 Kilom. gingen wir, stets zu beiden Seiten von flach geschichtetem Gebirge begleitet, im Dividal aufwärts und wandten uns dann gegen West in das einmündende Skakterdal, um durch dasselbe aufsteigend den Rand des Tafellandes, den grossen Wall, zu erreichen. Hier zeigt sich nun, dass gegen SO. die archaische Unterlage und mit derselben die ganze aufgelagerte Serie gegen Schweden hin allmälig ansteigt. In der Tiefe des Dividal sahen wir die tiefsten Glieder dieser Serie; weiter gegen Süd hat Pettersen sogar im Grunde des Dividal selbst das archaische Gebirge entblösst gefunden. Wir mussten von hier (Hütte Frihedsli, 187 M.) durch Skakterdal bis 724 M. ansteigen, um die Auflagerungsgrenze zu erreichen.

Ueber weite, geschliffene und mit Blöcken besäete Felsböden, welche aussehen, als hätte sie gestern erst der Gletscher verlassen, führt die Wanderung, bis die Hochfläche in zwei grosse cubische Bergmassen, Store Jerta zur Rechten, Namna zur Linken, ausgeht, welche wie Thürme eine grosse Pforte bewachen. Durch diese Pforte tritt man hinaus in die mit Wasserlachen überstreute Moränenlandschaft Tjoalma Vagge (68° 40′).

Von der öden Hochfläche den Blick zurückwendend, sieht man nun, dass hier der grosse Wall zertheilt ist in eine Reihe von Tafelbergen. Julos Varre, Store Jerta, Namna, Bumansberg, Kälbir Varre sind solche Tafelberge. Aus dem vorderen Abhange der zunächst gelegenen, des Store Jerta, Namna und des Bumans-

berges, tritt mit besonders steilem Absturze eine eingeschaltete derbe Gesteinslage hervor, welche den Zusammenhang all dieser einzelnen Bastionen aus der Ferne erkennen lässt.

So ist der grosse Wall hier in Bastionen aufgelöst, aber gar deutlich lässt sich wahrnehmen, wie durch die Pforten zwischen den einzelnen Bastionen und insbesondere durch jene zwischen Store Jerta und Namna, welche zum Skakterdal hinabführt, dereinst das auf der Hochfläche lastende Eis seine Gletscherzungen vorgeschoben hat in der Richtung gegen das atlantische Meer.

Ausserhalb der Bastionen, auf der öden Hochfläche, unter den Moränen von Tjoalma Vagge ragen Rundhöcker hervor, welche der archaischen Unterlage angehören. Es ist ein lebhaft rothes

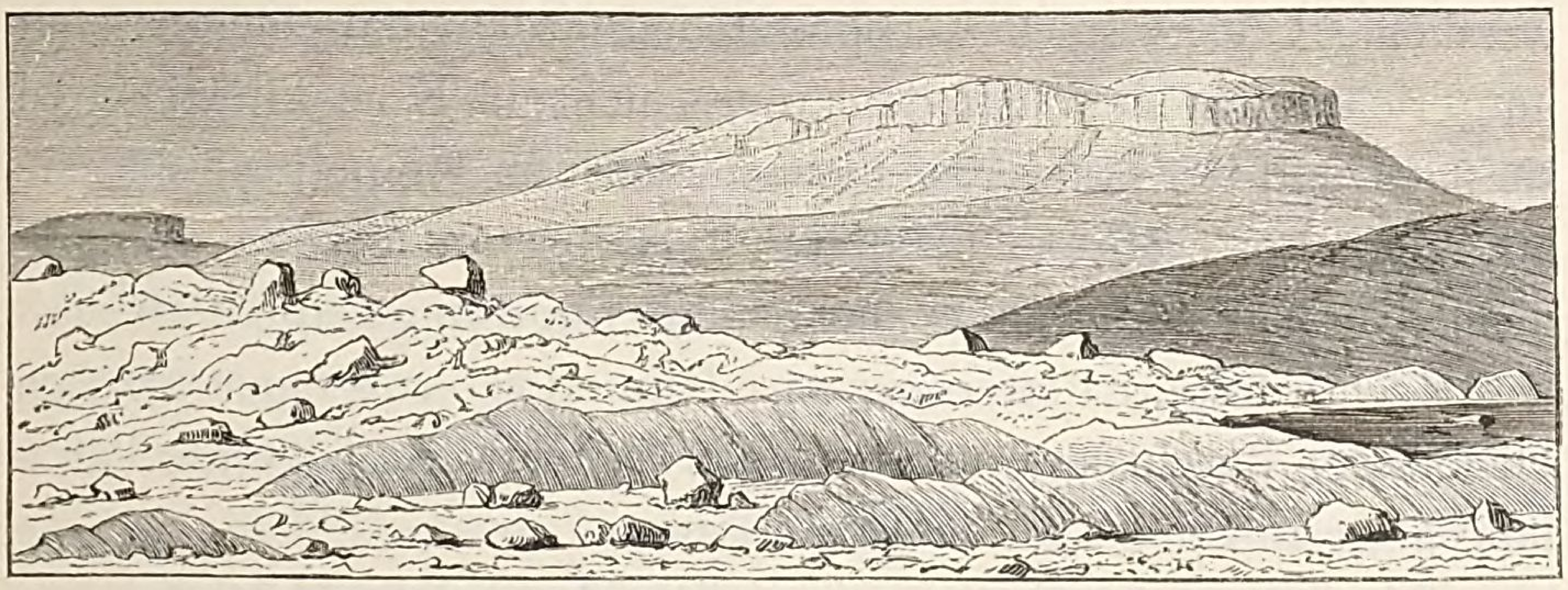


Fig. 7. Tjoalma Vagge, Moränenlandschaft an der Grenze von Norwegen und Schweden (68°40′ nördl. Br.).
Im Vordergrunde die abgescheuerten Rundhöcker des rothen schwedischen Granites, im Hintergrunde die aufgelagerten Tafelberge.

granitisches Gestein, doch von deutlich geflaserter Structur; Streichen N., Fallen etwa 30° O. Aus dieser Felsart bestehen jene rothen Blöcke, welche gegen Westen in die Fjords hinausgetragen worden sind und von welchen an späterer Stelle gesprochen werden soll. —

Die alten Felsarten der Lofoten und von Westeraalen, insbesondere alter Granit, Gneiss und alter Glimmerschiefer, setzen sich, häufig begleitet von Gabbrostöcken, längs der atlantischen Küste in der gleichen Richtung fort. Sie erscheinen auf Arnö, bilden den dem Meere zugekehrten Theil der Halbinsel Meiland zwischen dem Rejsen- und dem Kvänangenfjord,[50] ebenso den ganzen Norden der grossen folgenden Halbinsel Berg, dann ganz oder zum grossen

Theile die Inseln Stjernö, Sejland, Sorö, Kvalö, ebenso den ganzen Nordwesten der Porsanger Halbinsel sammt Hjelms-ö, und man trifft sie auf Magerö bis zum Nordkap. Die Inseln bilden also sammt den am meisten gegen das Meer vorragenden Theilen des Festlandes die Fortsetzung des Zuges der Lofoten. Dieser Zug ist meistens 1000 Fuss höher als die landeinwärts folgenden Strecken; er ist von den Fjords quer durchbrochen.

Innerhalb dieses westlichen Gneisszuges folgt das Tafelland, und es zeigt sich seine Unterlage, die tiefsten Theile der Dividalgruppe, nun auch an dem nördlichen Rande; so an der Ostseite von Kvänangen, in Alten, an der Südseite von Lerbotn, im Komakfjord und im Rippefjord an der Westseite der Porsanger Halbinsel (70° 30′). Diese Vorkommnisse bezeichnen die Grenze gegen den westlichen Gneisszug. In Lerbotn stehen die Dividalschichten steil aufgerichtet und sieht man den Gneiss nicht; im Komakfjord liegen sie flach und der Gneiss ist flach gestellt; im Rippefjord sind sie heftig gefaltet, während die älteren Felsarten von diesen Faltungen nicht ergriffen sind und ziemlich ruhige Lagerung zeigen. Mit vollem Rechte folgert Pettersen, dass Rippefjord von einer grossen Dislocation durchzogen und dass das landeinwärts liegende Tafelland abgesunken sei an dem Gneisszuge.[51]

Die Grenze des Gneisszuges gegen das Tafelland ist also eine Zone der Dislocation, und diese Dislocation zieht quer über jene Theile des Festlandes, welche gegen das Meer vortreten, und quer über eine Anzahl von Fjords. An sie schliesst sich in grosser Breite, bis an den oft besprochenen östlichen Wall, das hier vorherrschend aus schiefrigem Quarzit bestehende Tafelland.

Während die Gneisszone in der Regel 3000 Fuss hoch ist, erhebt sich das Tafelland in seinem westlichen Theile nur auf etwa 2000 Fuss. Der östliche Rand ist wenig bekannt. Wir verliessen ihn in Tjoalma Vagge; Pettersen traf die Linie der Auflagerung am oberen Rejsenelv unweit der Reichsgrenze; dort erhebt sich zu 4000 Fuss am Rande des Hochlandes der Gebirgsstock Reisduoddar Haldi, bestehend aus Gabbro und Serpentin.[52]

Nach Tellef Dahll's Karte zieht sich nun der Rand der Auflagerung etwas zurück, um in der Richtung gegen Kautokeino wieder südwärts vorzutreten. L. v. Buch ist, nachdem er durch

söhlige Lagen von Quarzit und Glimmerschiefer von Alten südwärts gereist, vom Tjolmi-jaure über diesen Abfall nach Kautokeino hinabgestiegen und hat dort den Granit erreicht.[53]

Für den Norden liegen uns Tellef Dahll's Beobachtungen vor. Diesen zufolge läuft die Grenze des Tafellandes aus der Gegend von Kautokeino, den Altenelv entlang gegen N. und sind an diesem Flusse dem geschichteten Gebirge regelmässige Lagen von Graphit eingeschaltet. In der Nähe des Jes Jaure, wo Serpentin sichtbar wird, wendet sich dieselbe gegen NO.; er erreicht das Ende des Porsangerfjord und zieht von dort gegen Ost. Der 3000 Fuss hohe Raste Kaisse, S. vom Laksetjord, welcher 2000 Fuss mächtige Lagen von Sandstein zeigt, liegt an dieser Grenze; sie erreicht das W. Ende des Varangerfjord; die südliche Seite dieses Fjord gehört dem archaischen Gebiete, die nördliche Seite dem Tafellande an.[54]

Im Norden der Halbinsel unterscheiden wir daher von West gegen Ost drei Hauptelemente: die grosse Gneisszone am atlantischen Ocean, welche wir die Zone der Lofoten nennen, dann das Tafelland, welches trotz seiner Armuth an organischen Resten doch als der Primordialstufe und zum Theile wohl auch dem Untersilur zufallend erwiesen ist, endlich das archaische Land im Osten. Die westliche Grenze des Tafellandes ist Bruch, die östliche Grenze ist normale Auflagerung.

Die Linie der Lofoten entfernt sich südwärts von der Richtung der Küste, aber die Untersuchungen von Pettersen lehren, dass die Massen von Gneiss und Granit, aus welchen sie bestehen, auch auf der Ostseite des grossen Vestfjord vorhanden sind, und dass dieser in die Gesteine der Lofoten, den sogenannten Küstengranit, eingesenkt ist. Oestlich von denselben, auf dem Festlande, liegen dieselben geschichteten Felsarten, welche wir soeben am See von Torneå und am Balsfjord kennen gelernt haben, aber hier sind sie gefaltet. Gneiss und ein langer Zug von Granit, der Kjölengranit, treten auf Anticlinalen hervor. Diese Falten streichen beiläufig der Küste parallel; sie bilden den Sulitjelma; sie sind von den Fjords, wie z. B. von dem Saltenfjord, quer durchschnitten. Hier also liegt gefaltetes Gebirge zwischen dem Zuge der Lofoten und dem Tafellande.[55]

Weiter im Süden wird die atlantische Küste bis etwa zum Ausgange des Hardangerfjord (60°) von diesem gefalteten Gebirge gebildet. Dieses besteht, abgesehen von den Durchbrüchen eruptiver Felsarten, aus Ablagerungen desselben Alters wie das eben besprochene Tafelland, wie dies die an mehreren Stellen aufgefundenen silurischen Versteinerungen zeigen, und aus der Unterlage dieser Schichten.

Die einzelnen bekannt gewordenen Querprofile des gefalteten Gebirges, wie jenes von Trondhjem nach Meraker,[56] gestatten allerdings kaum noch ein bestimmtes Urtheil über die Richtung der tangentialen Kraft, aber die mühevollen Kartenaufnahmen Kjerulf's und seiner Arbeitsgenossen in diesem ausgedehnten und wenig bevölkerten Hochgebirge zeigen deutlich, dass die Falten von Norden her bis ganz in die Nähe des am weitesten gegen West vortretenden Theiles des Landes, dem Vorgebirge Stat (62° 10′) gegen Südwest streichen, ohne jedoch genau dem Verlaufe der Küste zu folgen. In der That scheinen nach Kjerulf's Karte die Falten gegen Süden hin mehr und mehr westlich abzuweichen, so dass die Vigteninseln, dann mit mehr gegen West gerichtetem Laufe die grossen Inseln S. ausserhalb des Trondhjemfjord das Ausstreichen von Falten gegen das Meer andeuten und der mehr gegen SW. gerichtete Lauf der Küste gegen Stat hinaus ebenfalls der Schwenkung der Falten zu entsprechen scheint. Knapp vor dem Vorgebirge Stat tritt aber eine unerwartete Ablenkung ein. Der Hauptzug von Gneissgranit, welcher in der Richtung des Vartdalsfjord aus NNO. herabzieht, läuft zu dem Vanelvsfjord und beugt sich dann gegen NW. auf, so dass er in dieser Richtung das Vorgebirge Stat und die Insel Sandö erreicht.[57] Dieses ist der Beginn abweichenden Streichens. Südlich von Stat ist es rein westlich, und die Fjords nehmen hier, dem Streichen entsprechend, die OW. Richtung an, bis endlich noch weiter im Süden, S. vom Sognefjord, die an der Küste hervortretenden Falten landeinwärts, rings um das Gebiet von Bergen im Halbkreise herumstreichen und S. von Bergen das Meer zum zweiten Male erreichen.

Diese halbkreisförmige Beugung ist durch H. Reusch in ihrem südlichen Theile sehr genau bekannt geworden.[58] Sie ist nicht eine Beugung mit Drehung wie der grosse rumänische Bogen an der

unteren Donau (I, S. 619), und es ist mir kein anderes Beispiel dieser Art bekannt. Südlich von demselben, am Hardanger Fjord enden die Faltungen und bis Stavanger reicht der flach gelagerte Saum.

Das Ausstreichen der Faltenzüge gegen das Meer, insbesondere die Aufbeugung bei Stat, die westlich streichenden Falten S. von Stat und die Lage des Bogens von Bergen zeigen, dass die Fortsetzung dieses Gebirges gegen W. und SW. unter dem Meere liegt. Die Richtung des westskandinavischen Gefüges führt uns zu den Shetland- und Orkneyinseln, aber die ausserordentliche Uebereinstimmung Schottlands mit diesen norwegischen Gebirgen zu zeigen ist jetzt noch nicht meine Aufgabe.

3. Glintlinien. Auf jeder Seite des atlantischen Oceans, gegen Nordwest und gegen Nordost, liegt eine ausgedehnte Fläche von archaischen Felsarten, von welchen die sedimentäre Decke bis auf vereinzelte Schollen abgekehrt ist. Auf jeder derselben liegt eine seichte Wasserlache, welche dort die Hudsons-Bay, hier das baltische Meer genannt wird. Jede derselben ist von den Schichtenköpfen der abgekehrten sedimentären Bildungen wie mit einem Walle umgeben; überall gehören diese Sedimente den älteren Abschnitten der paläozoischen Zeit, höchstens dem Devon an, und rings um beide Schilder sind diese Sedimente flach gelagert. Diesen Schichtenkopf nennt man in Russland den Glint, und wir werden diesen Ausdruck fortan für lang hinlaufende Köpfe flachgelagerter Schichten dann gebrauchen, wenn diese Köpfe durch Abkehrung, nicht durch Bruch erzeugt sind.[59]

Der Glint jedes der beiden Schilder ist durch eine lange Reihe von Süsswasserseen ausgezeichnet, welche auf der Linie des Glint liegen.

Um den canadischen Schild heissen diese Glintseen: Ontario, Georgische Bucht, Lake Superior, Winnipeg, Athabasca, Grosser Sclavensee, Mardersee, Grosser Bärensee; die Glintlinie läuft dann in den Coronation-Golf aus, welcher die Lage eines Glintsees hat.

Die Glintlinie des baltischen Schildes läuft nahe der schwedischen Ostküste bei Kalmar, durch das Meer nördlich von Gottland, nördlich von Dagö, durch den finnischen Busen, der auch die Lage eines Glintsees hat, durch den Ladoga, den Onega, in den Golf von Archangel und zum Eismeere.

Nun zeigt der nähere Einblick in den Bau der skandinavischen Halbinsel, dass wenigstens im Norden, N. von Jemtland oder vom 64° n. Br., der Ostabfall des Tafellandes mit seiner schwebenden Schichtung, seinen Bastionen und einstigen Gletscherpforten die Stellung des baltischen Glint einnimmt. So wie vor Jahren schon Richardson und Isbister in Nordcanada über die Lage so vieler Seen auf der Formationsgrenze staunten, hat auch hier vor Jahren bereits Törnebohm die Bemerkung gemacht, dass die meisten der grossen lappländischen Seen von der Linie dieses Abfalles durchschnitten werden.[60] In der That ist nun diese ganze Reihe grosser Seen, welche alle mit Namen anzuführen ich unterlassen will, denen aber z. B. Hornafvan, Saggat Träsk bei Kvikkjokk, Luleå Jaur, Paitas Jaur, Torneå Träsk, Alte Vand und Ruosta Vand angehören, als eine Reihe von Glintseen zu betrachten. Der Glint ist höher als sonstwo, und die transversale Lage der Seen tritt mehr hervor als in irgend einem anderen, ähnlichen Gebiete. Dass ein grosser Theil dieser Seen den Abfluss zum bottnischen Busen, ein anderer aber den Abfluss zum atlantischen Meere hat, kömmt vorläufig nicht in Betracht.

Durch die nördlichen Finnmarken läuft nun dieselbe Glintlinie zum Ende des Varanger Fjord und durch diesen zum Eismeere.

Diese Sachlage lässt nun erkennen, dass es nicht nur Glintseen, sondern auch Glintbusen des Meeres gibt. Solche sind: der finnische Busen, der Busen von Archangel, Varanger Fjord und der Coronation-Golf. Von diesen vier Busen gehören drei dem Eismeere an.

4. Das Tafelland von Spitzbergen. Der russische Seenkranz erreicht im Golf von Onega und im Weissen Meere den Ocean, und zwar unmittelbar westlich von der Halbinsel Kanin, deren eigenthümliche Beziehungen zu den uralischen Zügen bereits besprochen worden sind.

Es hat sich nämlich gezeigt, dass Nowaja-Semlä ein gegen W. und NW. gefaltetes Kettengebirge ist, welches in der Nähe des Konstantinow Kamen in 68° 29′ mit dem Ural schaart (I, S. 644). Der Jugor'sche Schar, die karische Strasse und Matotschkin-Schar sind Querfurchen und die karische See ist ein Rückmeer. Das Timangebirge, eine divergirende Vorfalte oder Parma der Haupt-

kette des Ural, schaart an der Sula mit einem kleinen Bogenstücke, welches von dem NO. Rande der Tschesskajabucht über die Halbinsel Kanin gegen Kanin Noss streicht (I, S. 646).[61]

Wir haben daher wohl das Recht, unter dem SO. Theile der Barendsz-See die über die flache Insel Kolgujew sich streckende Fortsetzung der Niederung der Petschora zu vermuthen, deren Untergrund zum grossen Theile aus horizontal gelagerten jurassischen Sedimenten besteht, und ein um so grösseres Interesse knüpft sich an die Kenntniss von Spitzbergen mit Franz Josefs-Land und Beeren Eiland.

Die besten Kenner dieser Gegenden, wie Nordenskjöld, Mohn und Nathorst, haben einen einstigen Zusammenhang von Spitzbergen und dem nördlichen Norwegen vermuthet und Pettersen, welcher alle hierauf bezüglichen Erfahrungen gesammelt hat, legt dem Tafellande oder der Gruppe grosser Inseln, welche einst an der Stelle der heutigen Barendsz-See bestanden haben mögen, den Namen ‚Arktis‘ bei.[62]

Erst westlich von den Lofoten, an den Vesteraals-Eggen, sinkt an der norwegischen Küste das Meer zu bedeutenden Tiefen ab, wie von Mohn auf das Deutlichste gezeigt worden ist. Die Absenkung zur Tiefe wendet sich von da nordwärts zur Westküste von Spitzbergen. Barendsz-See liegt auf der Höhe, östlich ausserhalb der grossen Tiefen des Grönland-Meeres, welches zwischen Norwegen und dem jungvulcanischen Jan Mayen unter 2000 Faden und zwischen Spitzbergen und Grönland unter 2600 Faden hinabsinkt. Barendsz-See hat daher nur geringe Tiefen; eine etwa 200—300 Faden tiefe Furche greift zwischen Norwegen und Beeren Eiland ein, und dies ist der tiefste Theil; die Hundertfadenlinie aber verläuft von der murmanischen Küste gegen Nowaja-Semlä, dann von dem NW. Theile dieser Insel westwärts und umfasst Beeren Eiland, so dass die früher genannten Inseln, nämlich Spitzbergen bis Franz Josefs-Land und bis Beeren Eiland die höchsten Theile einer einzigen, gemeinsamen Tafel bilden.

Die Arbeiten der norwegischen Nordsee-Expedition lehren ferner, dass an dem Gehänge gegen die grossen Tiefen, von 65° 36′ bis 68° 21′ n. Br. und in mehr vereinzelten Funden sogar bis 78° unterseeische Spuren der Kreideformation angetroffen

wurden, obwohl heute auf den benachbarten Landstrichen cretacische Ablagerungen nicht bekannt sind. Diese Funde bestehen aus Bruchstücken von Kreidegestein und Feuerstein; in 65° 43″ n. Br., 7° 29′ ö. L. wurde sogar aus 194 Faden ein Bruchstück eines Belemniten heraufbefördert. Sie zeigen entweder den Bestand eines unterseeischen cretacischen Saumes oder eine weitgehende Zerstörung der Oberfläche des Festlandes an.[63]

Wir wenden uns nun zuerst der Inselgruppe von Spitzbergen zu. Es ist mir durch die ausserordentliche Zuvorkommenheit des Herrn Professor Nathorst in Stockholm möglich, seine umfassenden und noch nicht veröffentlichten Beobachtungen über die Schichtfolge und den Bau von Spitzbergen zu benützen. Die nachfolgende Darstellung ist seinen gütigen brieflichen Mittheilungen an mich entnommen und liefert ein vollständigeres Bild als die bisherigen höchst verdienstlichen Arbeiten von Nordenskjöld, Höfer, Drasche und Anderen.[64]

Die Schichtreihe Spitzbergens ist nach Nathorst die folgende.

Die Tertiärablagerungen bestehen zunächst aus etwa 500 Fuss limnischer Sedimente mit Kohle und Landpflanzen; unter diesen liegen 2500 Fuss mariner Sandstein, Thonlager u. A. mit Meeresconchylien, endlich abermals 100 Fuss Kohle und pflanzenführende Schichten.

Es folgt unter diesen tertiären Schichten eine Lücke und Discordanz, und dann die jurassische Serie, nämlich: marine Lagen mit Leda, Nucula u. A.; limnische Lagen mit Pflanzen und Süsswasser-Conchylien (früher irrigerweise für cretacisch gehalten); marine Lagen mit Ammoniten; abermals limnische Lagen mit Kohle und Pflanzen; darunter vielleicht nochmals marine Sedimente. Diese jurassische Serie liegt concordant auf den durchwegs ebenfalls concordanten marinen Sedimenten der Trias, des Perm und Permocarbon, welches letztere ebenfalls concordant auf der Ursastufe mit Pflanzenresten liegt, welche jedoch an einer Stelle auch eine marine Einlagerung besitzt.

Die Ursastufe ruht mit abweichender Lagerung auf dem devonischen Liefde-Bay-System, mit *Cephalaspis*, *Scaphaspis* und mit Pflanzenresten des alten rothen Sandstein; es ist wahrscheinlich ebenfalls eine marine Schichte eingeschaltet.

Das Devon lagert abweichend auf dem weit älteren, bisher durch keine organischen Reste näher gekennzeichneten Hecla-Hook-System, welches aus Quarzit, Phyllit, Kalkstein und Dolomit

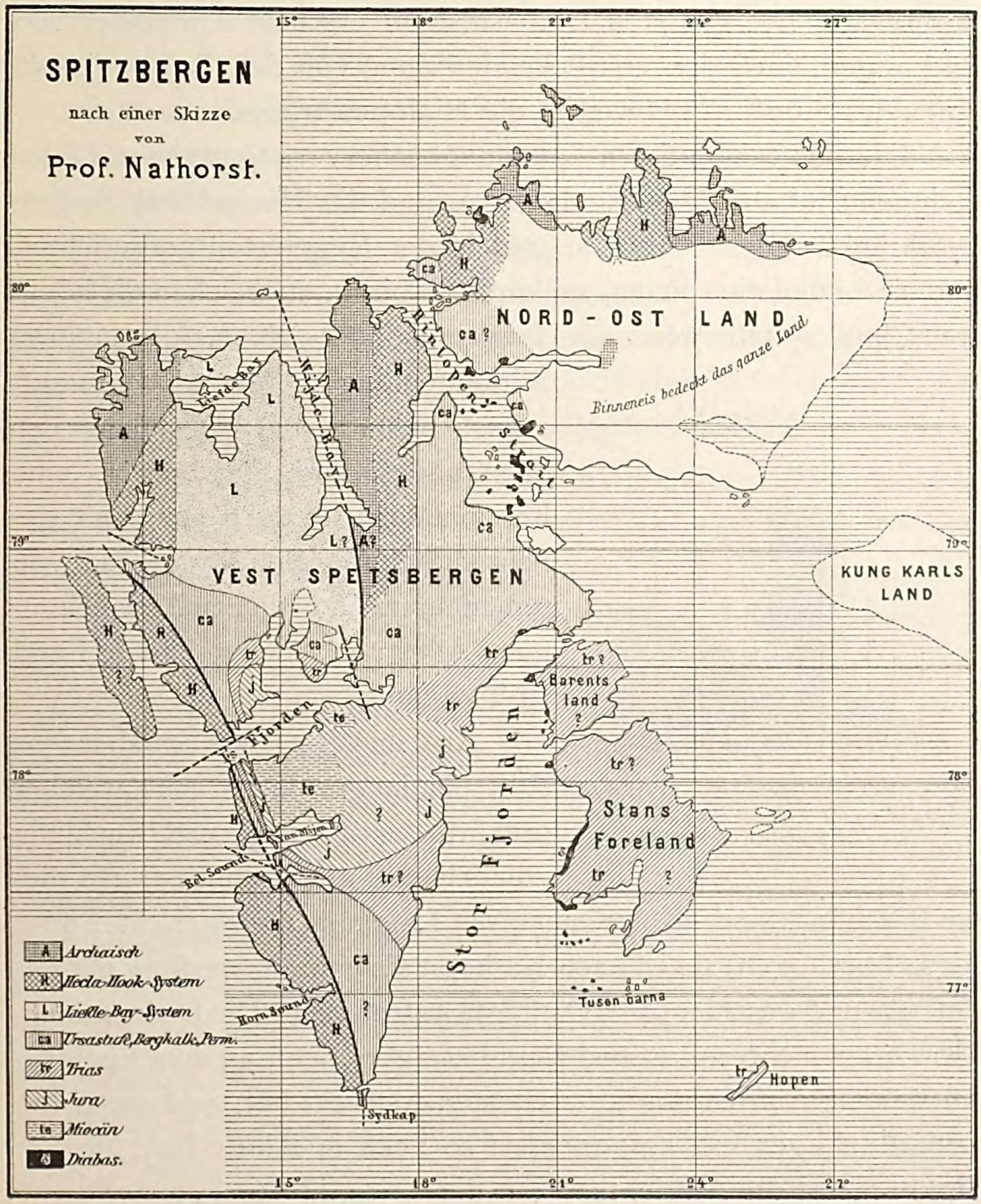


Fig. 8. Spitzbergen.

aufgebaut ist, und in dessen Nähe Granit, Gneiss und Hornblendeschiefer vorkommen, welche hier als das archaische Grundgebirge aufgefasst werden sollen, wiewohl Nathorst dies noch nicht als vollkommen sichergestellt ansieht. Die Hecla-Hook-Gesteine, welche

ich in Stockholm sah, gleichen dem Thonglimmerschiefer der östlichen Alpen.

Von jüngeren eruptiven Felsarten tritt nur Diabas auf, welcher die Schichten bis zur Trias, stellenweise sogar noch den Jura durchsetzt. Die grössten Diabasmassen erscheinen in einer von Süd gegen Nord sich erstreckenden Zone von den Tausendinseln längs des Storfjord bis weit in die Hinlopenstrasse.

Die aus tangentialen Spannungen hervorgegangenen Dislocationen sind auf das Grundgebirge und das Hecla-Hook-System beschränkt. Diese Gesteine sind in der Regel steil aufgerichtet, und sie bilden die spitzen, zackigen Gebirge, zu welchen die höchsten Gipfel Spitzbergens, wie Hornsundstind, gehören. Alle anderen Bildungen dagegen, vom Devon aufwärts, nehmen mit Ausnahme des Westrandes von Spitzbergen eine horizontale oder doch nur sanft geneigte Stellung ein, abgesehen von unbedeutenden örtlichen Abweichungen. Alles von ihnen gebildete Land ist Tafelland.

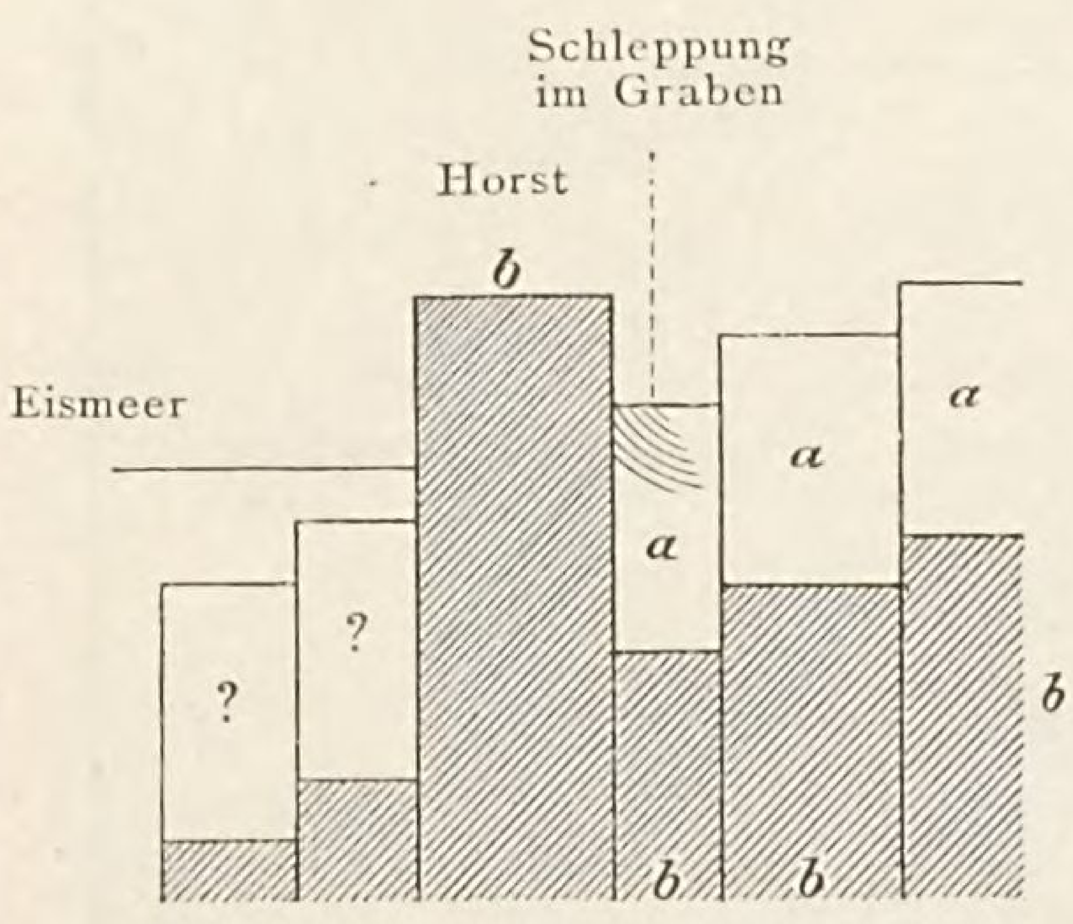


Fig. 9. Schematische Darstellung des Baues von Ostspitzbergen nach Nathorst.

An dem Westrande Spitzbergens läuft ein langer Horst hin, welcher ostwärts durch eine grosse Bruchlinie von der Insel abgetrennt ist. An dieser Bruchlinie sind die sedimentären Lagen steil aufgerichtet oder sogar überbogen; sie ist nach Nathorst als eine Verwerfung mit gesenktem und geschlepptem Ostflügel aufzufassen. Die Dislocationshöhe muss mehrere tausend Fuss betragen, denn an dem Eisfjord, wo sich die Aufrichtung am weitesten erstreckt hat, sind sogar die tertiären Lagen mit aufgerichtet; so auch in Kings-Bay. In Bel Sund scheint die Aufrichtung mit der Trias zu enden.

Der grösste Theil Spitzbergens ist daher ein Tafelland und auch auf Barendsz-Land, Stans-Vorland und Hopen scheinen alle Schichten horizontal zu liegen.

Eine andere grosse Verwerfung läuft durch die Wijde-Bay gegen Klaas Billen-Bay herab. Diese Störung ist jedoch jedenfalls von hohem Alter, und zwar älter als die Ursastufe, da diese Stufe

W. von Klaas Billen-Bay flach auf dem ziemlich steil gegen den Bruch geschleppten Devon, und O. von derselben Bay flach unmittelbar auf dem Grundgebirge liegt. In Liefde-Bay, Klaas Billen-Bay, Dickson-Bay traf Nathorst das Devon überall horizontal gelagert, und schien ihm die ganze devonische Tafel in einen alten, vorcarbonischen Graben versenkt zu sein.

Aus diesen Umständen zeigt sich, dass Verwürfe von sehr verschiedenem Alter vorhanden sind; einzelne sind vorcarbonisch und an anderen sind noch die tertiären Schichten geschleppt.

Von einer weiteren Verwerfung, welche in Bel-Sund längs des N. Ufers von Van Keulens-Bay liegt, lässt sich nach Nathorst feststellen, dass ihre Dislocationshöhe zum Mindesten 2000 Fuss betragen müsse, denn die Lager von Bergkalk zeigen sich auf den hohen Berggipfeln und unten am Meeresstrande.

Es sind noch weitere Verwerfungen von geringerer Bedeutung vorhanden, von welchen einzelne mit der Lage der Fjords zusammenfallen.

Diese Grundlinien des Baues drücken sich auch in dem Kärtchen Fig. 8 aus, welches aus einer von Hrn. Nathorst mitgetheilten Skizze mit seiner freundlichen Erlaubniss verkleinert ist. Die alten Hecla-Hook-Gesteine bilden fast die ganze Westküste, wahrscheinlich auch ganz Prinz Karls Vorland; im NW. erscheint das Grundgebirge. Zwischen Liefde-Bay und Wijde-Bay tritt das Devon auf, ostwärts durch den Bruch begrenzt, und an der ganzen Nordküste sind die alten Felsarten, Hecla-Hook und das Grundgebirge sichtbar. Die Mitte des Landes und der ganze Osten, vom Südcap an über Stans-Vorland hinaus, gehört den späteren Sedimenten und den mesozoischen Diabasvorkommnissen an.

Es ist höchst wahrscheinlich, dass die östlichen Inseln die Fortsetzung der mesozoischen Tafel sind, in welcher Stor-Fjord liegt.

Von König Karls-Land bemerkt Nathorst, das einzige bisher von daher bekannt gewordene Fossil sei ein Stück versteinertes Holz, von Schuster als *Larix Johnseni* beschrieben und als miocän betrachtet; dass tertiäre Lagen hier vorkommen sei allerdings möglich, doch sei in Spitzbergen in dem oberen Jura eine Conifere recht häufig, welche wahrscheinlich zu *Larix* gehört.

Von Franz Josefs-Land lehrte Payer's kühne Schlittenreise flachgelagerte basische Eruptivdecken kennen, und die neueren Untersuchungen von Leigh Smith haben unsere Kenntniss erweitert. Sein Begleiter Grant traf in Eira-Harbour (80° 10′, Franz Josefs-Land SW.) den 1040 Fuss hohen Abhang in seinem tiefsten Theile aus jurassischem Thon (Oxford clay) mit Belemniten gebildet. Darüber folgen Lagen mit Holz und Zapfen von Coniferen und mit anderen Pflanzenresten; sie werden für cretacisch gehalten. Das Ganze ist bedeckt von einer Decke von basaltischer Lava.[65]

Wenden wir uns nun von Spitzbergen gegen Süd.

Beeren Eiland besteht aus horizontalen Schichten von dem Alter des Permocarbon und der Ursastufe. Nordenskjöld hat hier auch die Hecla-Hook-Gesteine getroffen; es ist nach Nathorst unsicher, ob dieselben durch Abwaschung entblösst sind, oder durch eine Fortsetzung der grossen Bruchlinie an der Westseite Spitzbergens. Das Eiland ist nichts als ein Stück der Tafel Spitzbergens, und Mohn hat mit anschaulichen Worten die unablässige Thätigkeit der Brandung an diesen horizontalen Schichten, das Unterwaschen derselben, die Entstehung grosser Klüfte an dem Vorderrande der Tafel und das Nachgleiten gewaltiger Massen von Kalkstein geschildert, welche als vereinzelte Pfeiler oder Thürme aufragend, an dem Ende flacher Landzungen oft noch weit später Zeugniss geben von der zerstörenden Gewalt der Wogen.[66]

Dies ist ganz die festungsartige (castellated) Gestalt der Uferwände, welche an den ebenfalls horizontal gelagerten paläozoischen Kalkbänken des nordamerikanischen Archipels, wie z. B. der Parryinseln und des Lancaster-Sundes so oft beschrieben worden ist. Dort sahen wir vielfach verzweigte Meerestheile eingreifen zwischen die Inseln des Archipels wie in ein überfluthetes System von Flussrinnen. In der That mag man sich vorstellen, dass das Meer bei ansteigender Strandlinie, eindringend in die Thäler eines tafelförmig gelagerten Landes, durch seitliche Unterwaschung die vorhandenen Furchen erweitert und Umrisse schafft, welche nach Ueberschreitung oder Zerstörung der secundären Wasserscheiden endlich jenen des Parry-Archipels nicht unähnlich sein mögen. In gleicher Weise wird Beeren Eiland von den meisten Beobachtern lediglich als eine durch Abwaschung getrennte Fortsetzung der

grossen Tafel aufgefasst. Dieses ist die Art und Weise, in welcher von den alten Flussthälern her jene ausgedehnten Abrasionen bewerkstelligt worden sind, von welchen die Gesteinsfolge so vieler Festländer Zeugniss gibt.

5. Grönland. Die Grundzüge der Gesteinsfolge von Spitzbergen wiederholen sich in Grönland, jedoch nur an der Ostküste und zum Theile im Südwesten. Die Uebereinstimmung ist bereits öfters von kundigen Beobachtern betont worden. Hier wie dort liegt rother Sandstein discordant und flach auf alten gefalteten Felsarten und die vorhandenen Falten sind älter als dieser rothe Sandstein, welcher zwar auf Grönland noch keine organischen Reste geliefert hat, aber wohl der Liefde-Bay-Stufe Spitzbergens gleichgestellt werden muss. Die mesozoischen und tertiären Ablagerungen liegen auch flach, wie in Spitzbergen. Dies ist die Zusammensetzung der grossen Halbinsel im Osten, soweit das Inland-Eis und die Unwirthlichkeit der Küsten sie bisher zu erkennen gestatteten, und es reichen die Merkmale eines abradirten Tafellandes im Westen bis weit nach Nord, wahrscheinlich etwa bis an den Humboldt-Gletscher, in dessen Nähe, wie sich früher zeigte, von Norman Lockyer Island (79° 25′) in der Scoresbybucht her aufgerichtete silurische Schichten mit NO. Streichen den Smith-Sund queren (II, S. 56).

Grönland ist wohl bis an den Humboldt-Gletscher altes Tafelland, aber dennoch verschieden von der canadischen und der baltischen Tafel, denn in diesen beiden Regionen trifft man horizontale marine Silurschichten, während auf Grönland wie auf Spitzbergen die flachgelagerten Sedimente nach dem heutigen Stande der Erfahrungen erst mit dem rothen Sandstein beginnen.

Durch Payer und Copeland ist die Ostküste zwischen dem 73. und 76.° n. Br. erforscht worden; die Zusammenstellung Hochstetter's und seiner Mitarbeiter zeigt, dass der grösste Theil der festländischen Küste sammt dem grössten Theile der Claveringinsel und Kuhninsel und dem Norden von Shannoninsel aus archaischen Felsarten besteht. Alter Quarzit, Thonschiefer und Kalkstein, welche zur Hecla-Hook-Stufe Spitzbergens gerechnet werden, erscheinen an dem nördlichen Ufer des Franz Josefs-Fjord. Von der Falschen Bay (Claveringstrasse, W. von Sabine-Insel) brachte Payer merk-

würdigerweise die rhätische *Rhynchonella fissicostata*, ein für die arktischen Regionen bisher ganz vereinzelter Fund. Auf Kuhninsel liegen jurassische Ablagerungen, ähnlich jenen Spitzbergens und wie dort in Verbindung mit Kohle und pflanzenführenden Lagen. Basalte und mitteltertiäre pflanzenführende Sedimente treten längs der Küste in grosser Ausdehnung hervor, von den kleinen Bontekoe-Inseln vor dem Franz Josefs-Fjord an nordwärts bis in die Mitte der Shannoninsel, so dass die hervorragendsten Theile wie Cap Broer-Ruys, Cap Borlase-Warren, Sabine- und Pendeluminsel und Cap Philipp Broke auf Shannon dem Basaltgebiete zufallen. Auch Hochstetter-Vorland ist mitteltertiär, und hier wurden Spuren von tertiären Meeresconchylien angetroffen, ähnlich jenen von Spitzbergen. Ich bemerke, dass diese beiden Regionen die einzigen in diesem nördlichen Ocean sind, welche tertiäre Meeresthiere geliefert haben. Die Basalte Islands, der Faroër, bis nach Irland hinab und an der grönländischen Westküste sind allenthalben nur von pflanzenführenden Tertiärlagen begleitet (I, S. 372).[67]

Von Cap Farewell bis zum 61.° besteht der Westen vorwaltend aus Granit, neben welchem nur an vereinzelten Punkten Gneiss sichtbar wird, wie nach Laube an dem steilen Pfingst-Cap der Ostseite und auf Sermersoak im Südwesten. Der Granit der Ostküste nimmt häufig Hornblende auf; an der Westseite ist er nach den neuen Untersuchungen von Steenstrup und Kornerup N. vom Igalikofjord von einem Syenitstocke und N. von Julianehaab, am Ausgange des Tunugdliarfik, von einem Stocke von Sodalitsyenit durchsetzt, welch' letzteren der Fjord mitten durchschneidet. Eine grosse Scholle von rothem Sandstein, der von Porphyr begleitet ist, trennt N. von dem Sodalitsyenit den Fjord Sermilik vom Tunugdliarfik und greift über den letzteren bis an das N. Ende des Fjord von Igaliko. Organische Reste hat, wie gesagt, der rothe Sandstein bisher nicht geliefert.[68]

Auf der ganzen Strecke von 62° 15′ bis 64° 15′ traf Kornerup nur archaische Felsarten, vorwaltend grauen Gneiss. Das Streichen desselben ist im Allgemeinen gegen NO. gerichtet.[69]

Derselbe Beobachter fand auch viel weiter gegen Nord, von 66° 15′ bis 68° 15′ das Land aus verschiedenen Abänderungen von Gneiss aufgebaut, und es scheint diese grosse, in NO. streichende

Falten gelegte Gneissmasse den grössten Theil der Westküste zu bilden.[70]

Von 70° n. Br. bis über 72° 30′ hinaus treten dieselben archaischen Gesteine an dem Rande des Inland-Eises hervor, aber vor ihnen liegen seewärts grosse basaltische Gebiete, wie wir sie bereits an der Ostküste vom Ausgange des Franz Josefs-Fjords bis zur Shannoninsel kennen gelernt haben. Ich nenne nach den letzten Aufnahmen von Steenstrup die Insel Disko, an deren südlichem und südwestlichem Rande die archaische Unterlage sichtbar ist, dann Hare-Eiland, die Halbinsel Nugsuak, Ubekjendt-Eiland, die Halbinseln Svartenhuk und Ingnerit. Es ist auch hier wie im Osten die innere, archaische Region gleichsam von einem basaltischen Saume umgeben, und unter den mächtigen Decken haben sich jene reichen cretacischen und mitteltertiären Floren erhalten, welche gerade in diesen Strecken das reichste Materiale für Osw. Heer's Arbeiten über die arktischen Floren der Vorzeit geliefert haben.[71]

Von grosser Bedeutung für später hier zu erörternde Fragen ist der Umstand, dass es Steenstrup gelungen ist, innerhalb dieser mit Ausnahme örtlicher Störungen durchwegs flach gelagerten Schichtenreihe auch cretacische Seethiere nachzuweisen. Die Reihe ist aber nach den dermaligen Erfahrungen die folgende: 1. Lagen von Kome, unmittelbar auf Gneiss ruhend, mit untercretacischer Landflora; 2. Lagen von Atane mit einer cenomanen Landflora, entsprechend dem mitteleuropäischen Quadersandstein, auch mit mehreren Arten der Flora der amerikanischen Dakotastufe; 3. Lagen von Patoot, in welchen Bänke mit einer senonen Landflora und bis zu 1200 Fuss über dem heutigen Meeresspiegel auch cretacische Meeresthiere erscheinen. Loriol hat ihre Uebereinstimmung mit den Fort Pierre- und Fox Hill-Schichten von Nebraska nachgewiesen.[72] Ueber diesen liegen die tertiären pflanzenführenden Schichten und die grossen basaltischen Massen, welche mehr als 5000 Fuss über das heutige Meer reichen.

Die cretacischen Meeresschichten sind im Süden und im Norden der Halbinsel Nugsuak etwa bis 70° 45′ n. Br. bekannt. So weit ist also das senone Meer vorgedrungen. Am Mackenzie erwähnten wir in 65° n. Br. eine Scholle mariner Kreideformation (II, S. 53), und die Fossilien von Patoot deuten mit Bestimmtheit auf eine

Verbindung mit dem Kreidemeere des nordamerikanischen Prairielandes. Während es sich kaum feststellen lassen wird, wie weit einst das Kreidemeer ostwärts über das abgewaschene canadische Tafelland reichte (I, S. 718), erblicken wir im hohen Norden unter den basaltischen Decken seine vereinzelten Spuren.

Nach den älteren Angaben von Sutherland, welcher die Basalte von Disko bis Proven in 72° 20′ bereits kannte, besteht die Küste sammt den vorliegenden Inseln nordwärts von Proven bis Cap York in 76° mit geringen Ausnahmen lediglich aus Gneiss und Granit. Nordwärts von Cap York treten bis Cap Atholl, d. i. auf etwa 30—40 Seemeilen, wahrscheinlich die basaltischen Ergüsse von Disko wieder auf.[73]

Cap Alexander am Eingange des Smith-Sundes ist Basalt, und diesem folgt nordwärts wieder Gneiss; die weitere Ostküste des Smith-Sundes gegen den Humboldt-Gletscher scheint unbekannt zu sein.[74]

An diesem grossen Eisstrome oder nahe jenseits desselben beginnen die Faltenzüge und die paläozoischen Versteinerungen. Die tertiären lignitführenden Schichten reichen aber auch in dieses Gebiet und wurden in Grinnell-Land, Discovery Harbour in 81° 45′ von Feilden angetroffen.[75]

So gross also die Mannigfaltigkeit der Sedimente an der Westküste Grönlands ist, bleiben doch bis zum Humboldt-Gletscher die senonen Einschaltungen von Patoot bis heute im Gegensatze zur Ostküste die einzigen, welche marine Ueberreste geliefert haben, und gerade die Kreideformation ist in Ostgrönland und auf Spitzbergen noch nicht getroffen worden.

6. Das caledonische Gebirge. ‚Die schottischen Hochländer sammt den Hebriden und Donegal auf der einen, Orkney und Shetland auf der anderen Seite sind Stücke der skandinavischen Halbinsel.‘ So sagt Judd, einer der besten Kenner des Landes, und andere massgebende Forscher, wie A. Geikie, vertreten dieselbe Ansicht.[76] Allerdings beruht diese Meinung der schottischen Geologen zunächst auf der Uebereinstimmung der Schichtfolge. Der ‚Torridon Sandstone‘, eine Arkose oder Feldspath führender Sandstein, welche unter dem Silur liegt, wird dem Sparagmitgebirge Norwegens gleichgestellt. A. Geikie ist bereit

anzunehmen, dass die Zone von altem rothem Sandstein, welche längs des Moray-Firth durch den Osten von Ross und Sutherland, durch Caithness zu den Orkneys und bis in den südlichen Theil der Shetlandinseln verfolgt worden ist, möglicherweise sich einst fortgesetzt habe bis in den Sognefjord und Dalsfjord, wo ähnliche rothe Conglomerate, wenn auch bisher ohne organische Reste, angetroffen worden sind.[77] Judd hebt die schlagende Aehnlichkeit hervor, welche zwischen den mesozoischen Ablagerungen von Schonen und den wenigen, durch nachweisbare grosse Versenkungen oder unter basaltischen Decken erhaltenen Schollen von gleichem Alter in Schottland besteht. In beiden Gebieten beginnt die Serie mit triadischen Sedimenten, welche in Schottland Reptilien enthalten, und folgt hierauf eine Reihe von wechselnden Meeres- und pflanzenführenden Ablagerungen; in beiden Gebieten fehlen die tiefsten Glieder der Kreideformation und stellen die höheren Glieder sich ein. Bei Andö auf den Lofoten ist der Jura aller Wahrscheinlichkeit nach durch Versenkung erhalten, wie an den schottischen Küsten.

Die vorhergehende Betrachtung der skandinavischen Halbinsel hat uns gelehrt, in derselben mehrere Gebiete zu unterscheiden. Das erste ist die archaische Zone der Lofoten oder die westliche Gneisszone, welche über die Inseln und Halbinseln des Nordens von Magerö her zum Vestfjord zu verfolgen ist. Das zweite Gebiet ist das Tafelland des Nordens, durch Dislocation abgetrennt von der westlichen Gneisszone, gegen Osten endend in horizontal gelagerten Glint, der vom Varangerfjord herabläuft. Die Dislocation gegen die westliche Gneisszone ist im Rippefjord, in 70° 30′, eine Verwerfung mit Aufschleppung des gesunkenen Tafellandes; im Grunde des Balsfjords, in 69° 10′, scheint vielmehr alles Tafelland westwärts unter die Gneisszone oder doch unter den vorliegenden Gabbrozug in grosser Flexur hinabzusinken. Das Tafelland selbst legt sich weiter gegen Süd in seinem westlichen Theile in die langen SSW. streichenden Falten des norwegischen Hochgebirges, während es ostwärts immer noch flach zum Glint ausläuft. Die Falten streichen in das atlantische Meer gegen SSW. aus. O. vom Glint liegt die archaische Tafel des bottnischen Busens, nämlich der baltische Schild.

Diese Grundlinien des Baues der skandinavischen Halbinsel gestatten uns zu erkennen, dass nicht nur die erwähnte Uebereinstimmung der Schichtfolge, sondern auch eine weitgehende Uebereinstimmung der Structur besteht, und dass in der That die atlantischen Umrisse vom Nordcap in 71° 10′ n. Br. wenigstens bis zur Bucht von Donegal in 54° 90′ von einheitlich gebauten, einstens zusammenhängenden Gebirgszügen gebildet sind.

A. und J. Geikie haben in lehrreichen Schriften gezeigt, dass der Bau von Schottland in der Gestalt seiner Oberfläche sowie in der landschaftlichen Tracht sich scharf ausprägt. Auch in dem Verlaufe der Küstenlinien gelangt derselbe zu leicht kennbarem Ausdrucke.[78]

Es stellt Fig. 10 Schottland und die benachbarten Inseln in demselben Massstabe vor, welcher für Spitzbergen (II, S. 85, Fig. 8) gewählt worden ist. Man sieht einen zusammenhängenden Zug von archaischen Felsarten im Nordwesten. Der alte Gneiss ist nämlich auf den Hebriden sichtbar, dann im SO. auf den Inseln Coll und Tiree, auf Raasay und Rona und längs der NW-Küste von Schottland. In ganz gleicher Weise liegt der archaische Zug der Lofoten im Westen vor der skandinavischen Halbinsel.

Der Minchcanal liegt auf dem Gneissgebiete ganz wie der norwegische Vestfjord; es gehören demselben Gebiete einige der jungen Vulcane der Hebriden an (I, S. 205, Fig. 19) insbesondere die grossen Basaltergüsse auf Skye.

Das archaische Gebiet ist gegen Osten begrenzt durch eine Region von Störungen eigenthümlicher Art, welche am Loch Eriboll im Norden beginnt und über Loch Assynt und die inneren Theile von Loch Broom und Loch Maree gegen Loch Carron und wohl noch weiter gegen SSW. innerhalb der Gneissinseln Coll und Tiree fortsetzt. In dem nördlichen Theile dieser Zone war es, wo Murchison, durch ganz ausserordentliche Lagerungsverhältnisse getäuscht, vor Jahren meinte, Gneiss liege normal auf versteinerungsreichen Silurschichten, und wo er folglich dem alten Gneiss der Hebriden einen jüngeren, silurischen Gneiss entgegenstellte. Nicol bekämpfte Murchison's Ansichten und meinte, die Auflagerung des Gneiss sei herbeigeführt durch grosse Ueberschiebungen. Nach langer Discussion und den genauen Einzel-

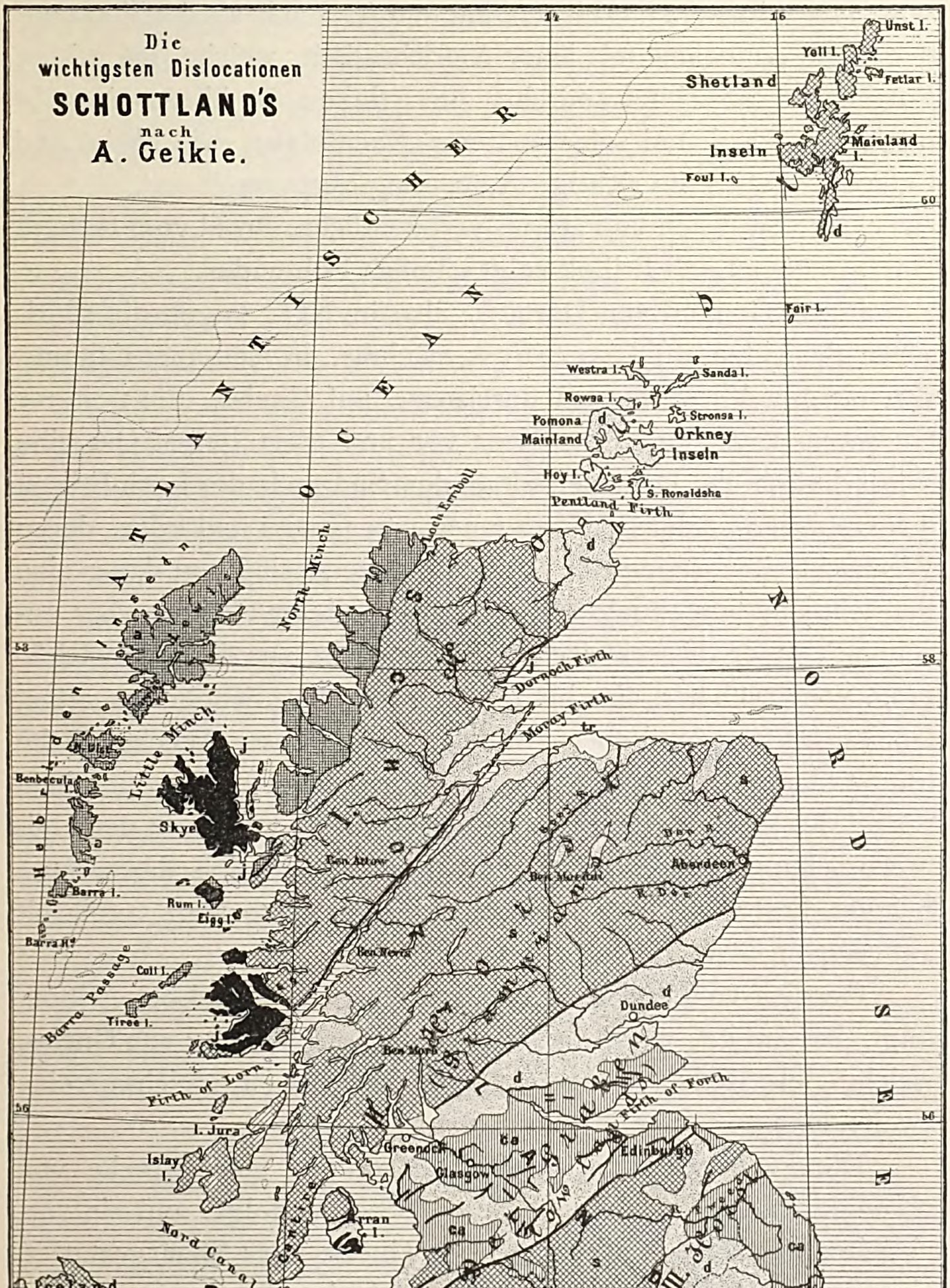


Fig. 10. Grundzüge des Baues von Schottland nach A. Geikie's Geol. Map of Scotland. *a* Archaisch; *s* Silur und alte Schiefer, sammt eingeschalteten Granitmassen; *d* alter rother Sandstein und *ca* Carbon; beide sammt eingeschalteten Eruptivmassen, in Bezug auf welche Meinungsverschiedenheit bestehen mag, ob sie zu *d* oder zu *ca* zu rechnen seien; *tr* Trias; *j* Jura; schwarz die jüngeren Eruptivgesteine. (Die Ueberschiebungszone, welche die Ostgrenze des Gneisses der Hebriden bildet, ist nicht auf ihre ganze Länge aus den Vorlagen zu entnehmen.)

aufnahmen, welche Peach und Horne am Loch Eriboll und im äussersten Nordwesten ausführten, hat nun A. Geikie als der Vorstand der Landesaufnahme mit jener Aufrichtigkeit, welche den echten Forscher kennzeichnet und ehrt, die Irrigkeit der älteren Ansicht bekannt.[79] Nicol und seine späteren Nachfolger, wie Hicks und Callaway, haben die richtige Auffassung vertreten.[80]

Das von Peach und Horne veröffentlichte Profil vom Kyle of Durness über Loch Eriboll zeigt nämlich Folgendes.

In der Gegend von Durness, also im NO., liegen die silurischen Schichten wohl 2000 Fuss mächtig, in mässiger Faltung, von einigen Verwerfungen durchsetzt, auf Gneiss. Ein weiterer Gneisszug tritt gegen das Meer vor und trägt gegen Ost eine silurische Scholle. Dann zerfällt an dem Südrande des Loch Eriboll das Gebirge in zahlreiche Schuppen von Gneiss und Silur, deren Wechselflächen gegen SO. bis OSO. geneigt sind und daher eine beträchtliche tangentiale Bewegung von dieser Richtung her anzeigen. Ueber diese kleineren Schuppen ist aus derselben Richtung, von OSO. her, eine bis 400 Fuss mächtige Scholle von altem Gneiss herübergeschoben, welche auf grosser Wechselfläche (thrust-plane der schottischen Geologen) über all die einzelnen Stufen des Silur der Reihe nach herübertritt, wie sie in den kleineren Schuppen gereiht sind. Eine durch Denudation abgetrennte Scholle dieser herübergeschobenen Gneissmasse liegt vereinzelt auf Silur im NW. von Ben Arnaboll.

Oestlich von Whitten Head, am Ausgange des Loch Eriboll, folgt eine zweite, noch gewaltigere Ueberschiebung von Gneiss, welche viele Meilen weit gegen SSW. sichtbar ist, gleichsam eine zweite Hauptschuppe über der ersten.

Die Ueberschiebungen sind bisher auf eine Strecke von 90 engl. Meilen (145 Kilom.) gegen SSW. verfolgt, und ein vereinzeltes westliches Vorkommen von Gneiss über Silur gestattet, eine tangentiale Bewegung der grossen Gneissschuppen im Betrage von mindestens 16 Kilom. zu erkennen. Es ist selbstverständlich, dass auf diesen ausserordentlichen Bewegungsflächen auch ein ganz ausserordentliches Mass von Gleiten, Scheuern, von Striemung, Auswalzung und vielfältiger Veränderung der Felsarten eingetreten ist.

Ueber die Köpfe eines Systems von kleineren Schuppen, welche sich wie ein einseitig verdrückter Graben verhalten, sind also andere, weit grössere Schuppen mindestens 16 Kilom. weit in fast horizontaler Richtung hingeschoben worden. Die Bewegung kam stets aus OSO. So sieht das Fundament des Vorderrandes einer gänzlich niedergehobelten Hochgebirgskette aus. Der Gneiss der Hebriden liegt davor wie Böhmen vor den Ostalpen. All diese grossen Bewegungen sind aber älter als der tiefere Theil des devonischen rothen Sandsteines, und die Bruchstücke dieser Gebirgskette liegen in seinen Breccien und Conglomeraten.

Diese Zone der Ueberschiebung werden wir weiterhin der Kürze halber als die Ueberschiebungszone von Eriboll bezeichnen. Ihrer Lage nach entspricht sie jener grossen Dislocation, welche im hohen Norden das norwegische Tafelland von dem westlichen Gneisszuge scheidet.

Im SO. der Zone von Eriboll bis an eine Bruchlinie, welche vom unteren Clyde quer über den S. Theil des Loch Lomond, dann quer durch das ganze Land gegen NO. bis Stonehaven an der Ostküste läuft, liegen die schottischen Hochlande. Diese Hochlande sind gegen SO. durch den genannten Bruch scharf begrenzt und in ihrer Mitte durch einen parallelen Bruch zertheilt, welcher von Loch Linnhe ebenfalls quer durch das ganze Land läuft und Fortsetzungen knapp an dem Nordrande des Moray Firth findet. Die erste Linie ist der Südrand der Grampians, die zweite ist die Linie des Great Glen. Diese letztere schneidet so tief ein, dass sie die Anlage des Caledonischen Canales gestattet hat.

Beide Hälften der Schottischen Hochlande bestehen hauptsächlich aus silurischen Schichten, welche in Falten gelegt sind, die nach NO., beiläufig parallel der Zone von Eriboll streichen. Dies sind die inneren Falten desselben Kettengebirges. Die grossen Brüche sind daher Längsbrüche, welche im Streichen liegen. Auf der erodirten Oberfläche dieses alten Gebirges, an seinen Abhängen und in seinen Furchen liegt der alte rothe Sandstein, stellenweise in ursprünglicher Auflagerung, an anderen Orten durch Versenkung vor der Zerstörung bis heute bewahrt. Man sieht denselben aus der Tiefe des Great Glen nach NO. ziehen, beide Ufer des Moray Firth begleiten und sich dann weiter über

Caithness und von diesem nördlichsten Theile Schottlands über die Orkneyinseln ausbreiten. Noch an der SO. Seite der Shetlandgruppe ist er sichtbar, und dies ist der Zug, dessen Fortsetzung Geikie am Sogne- oder Dalsfjord vermuthet.

Südlich vom Great Glen mehren sich die granitischen Einschaltungen. Man sieht nun, dass die gegen Irland ziehenden Rücken dem Streichen des alten Gebirges entsprechen, welches wirklich in N. Irland seine Fortsetzung findet. Endlich erreichen wir am Clyde den Abbruch des Hochlandes.

Was südlich von diesem Abbruche liegt, etwa bis Girvan am Firth of Clyde und bis Dunbar am Firth of Forth, nennt man die ‚central lowlands'. Dies ist der reichste Theil Schottlands; hier liegen Edinburgh, Glasgow und die schottischen Kohlengruben. Er ist ein Graben, dessen südlicher Rand jedoch in mehrere Brüche zertheilt ist und daher in der Landschaft nicht so einheitlich hervortritt wie der Nordrand. Dieser Graben ist erfüllt von den versenkten Massen des rothen Sandsteines und den verschiedenen Stufen des Carbon, welche von den silurischen Horsten im Norden und im Süden auf weite Strecken hin abgekehrt worden sind. Die Verengung des Umrisses von Schottland zwischen dem Firth of Clyde und Firth of Forth entspricht diesem Graben, während die Horste gegen NO. und gegen SW. in das Meer vorragen. Es würde diese Versenkung in der Gestaltung des Landes noch mehr hervortreten, wenn nicht eruptive Felsarten, insbesondere Porphyre, diese versenkten Sedimente begleiten und in Folge der Denudation als widerstandsfähigere Höhen aus ihnen hervorragen würden.

Wir wollen nun den Südrand des Grabens betrachten. Es folgt im Süden ein neuer silurischer Horst, in vieler Beziehung ähnlich den Hochlanden. Die Berge von Lammermuir und die Moorfoot Hills gehören im NO. dem äusseren Theile dieses Horstes an. Die Brüche sind zahlreich, wie es scheint nicht zusammenhängend, und es haben zu verschiedenen Zeiten hier senkende Bewegungen stattgefunden. Einzelne derselben sind sicher älter, andere eben so sicher jünger als die Carbonzeit.

Der Hauptbruch in der mittleren Strecke ist gegen NO. von den Kohlenflötzen von Midlothian überlagert und verdeckt. Und an diesem selben Bruche versinkt in der Mitte des Landes die

ganze, reichlich 15.000 engl. Fuss betragende Mächtigkeit des rothen Sandsteines. In dieser Gegend ist die Dislocation sicher älter als das Carbon von Midlothian; dieses liegt SO. vom Bruche unmittelbar auf Silur; der rothe Sandstein war nicht nur vor dem Kohlenkalke versenkt, sondern er war auch in seiner ganzen Mächtigkeit schon vor dem Kohlenkalke abgetragen. Dennoch haben auch im Carbon nachträgliche Bewegungen stattgefunden. Dabei ist gerade an diesen Stellen der Bruch so wenig in der Oberfläche des Landes kennbar, dass er von mehreren Flussthälern gekreuzt wird und z. B. das Flüsschen Nith in dem silurischen Horste entspringt, quer über den grossen Bruch in das gesenkte Gebiet hinüberfliesst, bei New Cummock im Carbon sich krümmt, wieder über den Bruch in das Silur zurückkehrt und endlich quer über den südlichen Horst in den Solway fliesst.[81]

So findet der Geologe mitten im Festlande Senkungen, welche an einer einzigen Linie die mittlere Tiefe des atlantischen Meeres erreichen mögen, und doch tritt diese Linie in der Landschaft so wenig hervor, dass ein Wasserfaden wie der Nith seine Windungen über derselben vollzieht.

Im Nordosten, am Dornoch Firth und an der Südseite des Moray Firth erscheinen Schollen mesozoischer, insbesondere jurassischer Gesteine hart am Meere und durch Verwerfungen getrennt von dem alten Hochlande in ihrem Rücken. Judd hat sie genau beschrieben.[82] Sie sind abgesunkene Trümmer; zu ihnen gehört das jurassische Kohlenfeld von Brora an der Küste von Sutherland. Die Linien der Absenkung entsprechen hier dem Verlaufe der Küste und sind fast parallel dem Great Glen. Auch wo diese Linie selbst an der Nordküste des Moray Firth an das Meer hervortritt, sind ihr einige abgesunkene mesozoische Schollen vorgelagert. Andere Schollen liegen an der SO. Seite desselben Busens. Auf dem Hochlande trifft man in altem Gletscherschutt und Trümmern vielfache Reste von mesozoischem Gestein und an der Westseite sind sie, wie z. B. auf Skye, unter den basaltischen Decken in grösseren Schollen vor der Abwaschung bewahrt geblieben. Mit Recht folgert Judd, dass sie einst den grössten Theil der Hochlande bedeckt haben müssen und dass auch nach der mesozoischen Zeit grosse Senkungen vorgekommen sind.

Diese abgesunkenen mesozoischen Schollen erhöhen die Aehnlichkeit mit den Horsten des Rheins, aber es bleibt zu bemerken, dass die Senkungsbrüche in Schottland reine Längsbrüche im Sinne der alten Faltung sind, während das Streichen der Vogesen und des Schwarzwaldes von den Brüchen des Rheinthales schräge durchschnitten wird.[83]

Shetland und die Orkneys, die schottischen Hochlande sammt dem Graben der ‚lowlands' und dem südlichen Horste sind als die Fortsetzung des gefalteten Gebirges in Norwegen anzusehen. Das Meer, welches Schottland von Norwegen trennt, liegt, wie die gewaltigen Brüche der schottischen Küste zeigen, auf einem versenkten Theile dieses Gebirges. Dieses von Norwegen herziehende, ganz Schottland zusammensetzende, vordevonische Gebirge mit dem überschobenen Aussenrande an der Zone von Eriboll nennen wir das caledonische Gebirge.

Viele Bewegungen in Schonen sind nachweisbar von postcretacischem Alter. Schottland umfasst sehr alte und auch postcretacische, wahrscheinlich sogar noch posttertiäre Versenkungen; Judd meinte sogar, die Trennung Skandinaviens von Schottland habe vielleicht erst nach dem Erscheinen des Menschen in jüngster Zeit sich vollzogen. Zu Gunsten dieser Ansicht lässt sich eine eigenthümliche Thatsache anführen. Es haben nämlich Peach und Horne gefunden, dass die Shetlandinseln völlig eisgeschliffen sind, und dass die Linien des Schliffes von Nordost her quer über die Inseln hereintreten, in der Axe derselben eine Beugung gegen Nordwest erfahren und in dieser Richtung wieder quer auf die Richtung der Inseln gegen das Meer auslaufen. Es hat sich also eine zusammenhängende Eisdecke von Skandinavien her quer über die Richtung dieser Inseln bewegt.[84]

Das caledonische Gebirge setzt sich in einem grossen Theile von Irland und Wales fort.

Irland umschliesst Höhen von sehr verschiedenem Baue. Im Norden erheben sich die Rücken von Donegal als die leicht kennbaren Fortsetzungen der schottischen Berge und mit dem gleichen Streichen. Diese tauchen wieder hervor in Mayo und an der Nordseite der Bucht von Galway. Ebenso tritt im Südosten der Insel abermals mit dem gleichen, gegen SSW. ziehenden

Streichen das ältere Gebirge hervor; es erstreckt sich durch Carlow, Wickford und Wexford, und seine Faltung ist älter als die Ablagerung des alten rothen Sandsteines. Diese Bruchstücke des vordevonischen, caledonischen Gebirges sind verbunden durch eine weite Tafel von flachgelagertem Kohlenkalk, von deren Oberfläche die flötzführende Schichtreihe durch Abrasion zum grossen Theile entfernt ist und welche so eben ist, dass man von Dublin im Osten bis Galway im Westen kaum eine Erhebung von 80 M. trifft.

Im Süden der Insel erscheint aber ein anderes Gebirge. Es ist jünger; der alte rothe Sandstein und der Kohlenkalk sind hier in lange Falten gelegt, welche von West gegen Ost streichen und im äussersten Südwesten eine Beugung gegen WSW. erfahren. Die einzelnen Faltensättel treten spornförmig gegen das atlantische Meer vor, während die Mulden tiefe Buchten bilden. Solche überfluthete Synclinalen sind in geschlossener Folge: Dingle-, Kenmare-, Bantry-, Dunmanus- und Crook-Bay, so dass der Umriss der irischen SW. Küste ganz durch die Gebirgsfaltung veranlasst ist.

Auf der Halbinsel zwischen Dingle-Bay und Kenmare-Bay erhebt sich der Sattel des alten rothen Sandsteines in den Macgillicuddy's Reeks zu dem höchsten Gipfel Irlands (1040 M.) und dieser Sattel ist nordwärts, gegen den See von Killarney vollständig überfaltet, so dass der in der Mitte Irlands flach gelagerte Kohlenkalk hier sammt den eingeklemmten Culmschichten, südlich geneigt, den alten rothen Sandstein unterteuft.

Diese Faltungen und Ueberfaltungen des S. Irland streichen auch gegen Osten zum Meere aus, und zwar an der Ostküste von Cork und in Waterford. Sie sind nur ein Theil eines grossen Bogenzuges, welcher sich von hier ostwärts nach England und von dort noch weiter nach Belgien fortsetzt.[85]

Diesen grossen Bogen, welcher insbesondere im SO. Irland, in Kilkenny und Carlow mit OW. Streichen den älteren gegen SSW. streichenden caledonischen Falten entgegentritt und dem wir nun zum ersten Male hier in seinem nördlichsten Theile begegnen, bezeichnen wir als den armoricanischen Bogen.

Nun kehren wir wieder über den St. Georgscanal zurück.

Es hat Moore gezeigt, wie in Wigtownshire, an der SW. Küste Schottlands, vom Corswall Lichthause bis zum Mull of Galloway

die schottischen Bergzüge, in steile Falten gelegt, an das Meer treten. In dem nördlichen Theile dieser Küstenstrecke ist der grösste Theil der Falten gegen NW., im südlichen aber gegen SO. überfaltet, so dass ein Schuppenfächer eintritt.[86]

Ebenso streichen die Gneisszüge von Anglesey gegen SW. quer über die Insel und sie finden ihre Fortsetzung an der südlichen Küste der Bucht von Carnarvon auf der Halbinsel Lleyn, welche ganz dem caledonischen Streichen folgt. Diese Theile von N. Wales gehören aber ihrem Streichen nach einem mehr gegen Osten gelegenen Theile des caledonischen Gebietes an als die bisher genannten irischen Höhenzüge von Carlow und Wexford, welchen allerdings auch noch im äussersten Südosten Irlands bei Carnsore Point, S. von der Bucht von Wexford, ein weiteres kleines Vorkommen alter Felsarten folgt.

Die Faltung von N. Wales sind so wie jene von Carlow und Wexford älter als der alte rothe Sandstein. Von der Nordseite von Anglesey her legt sich in grossem Bogen der Kohlenkalk auf den Rand des gefalteten Gebirges, so dass er durch das östliche Wales hin auf verschiedenen Gliedern der Silurformation ruht; ein unterbrochenes Band des alten rothen Sandsteines begleitet ihn, bis weiter im Süden, in Hereford und Brecknock der alte rothe Sandstein in grosser Breite sich ausdehnt.[87]

Nun nähern wir uns dem südlichen Wales, jenem Gebiete, in welchem die Begegnung der vordevonischen, gegen SSW. bis SW. streichenden caledonischen Züge und der jüngeren, postcarbonischen, O. bis OSO. streichenden armoricanischen Falten nach tiefgehender Abrasion sichtbar ist. Hier folge ich im Wesentlichen der von de la Beche schon im Jahre 1846 gegebenen Darstellung, welche ich nicht ohne tiefen Dank gegen den längst verstorbenen Verfasser erwähnen darf, da sie vor Jahren auf meine eigenen Anschauungen über den Bau grosser Gebirgszüge einen massgebenden Einfluss geübt hat. Obwohl vor vierzig Jahren veröffentlicht, beruht diese Darstellung doch bereits auf jenen Anschauungen über die Bildung der Gebirgszüge durch seitlichen Druck und über den wahren Einfluss der granitischen Stöcke, welche heute nach und nach allgemeine Geltung erlangen.[88]

Die Grenze der caledonischen und der armoricanischen Regionen ist auf jeder geologischen Karte ziemlich leicht zu erkennen denn der armoricanische Nordrand fällt mit dem Südrande der Kohlenfelder zusammen. Diese Grenze kömmt aus Waterford mit O. sehr wenig gegen OSO. gebeugtem Streichen herüber in die St. Brides-Bay, Pembrokeshire, zieht dann quer über den inneren Theil von Caermarthen-Bay, ebenso quer über Swansea-Bay in die Gegend von Cardiff an der breiten Mündung des Severn und quer über diese zum Nordrande der Mendip-Hills. Es gehören also nur die südlichsten Theile der drei in den Golf von Bristol ragenden Vorgebirge den armoricanischen Falten an. Nördlich von dieser Grenze strecken sich die flötzreichen Kohlenfelder von der St. Brides-Bay als eine schmale und zusammengepresste Zone zur Caermarthen-Bay, kreuzen diese ebenfalls, erreichen aber jenseits derselben immer grössere Breite, indem sie sich in Glamorgan und Monmouth zu dem grossen Kohlenfelde von Südwales ausweiten. Diese Erweiterung entspricht dem bogenförmigen Zurückweichen des nördlichen Gebirges, welches die Fortsetzung der caledonischen Höhenzüge von Nord-Wales ist, und welches zuerst näher zu betrachten ist.

In Nord-Wales haben wir bereits auf Anglesey und auf der Halbinsel Lleyn das typische caledonische Streichen kennen gelernt, und es hat sich auch gezeigt, dass diese Faltungen älter sind als der alte rothe Sandstein. Sie setzen durch Merioneth fort, und sind streckenweise von N. gegen S. gerichtet, aber in Cardigan erleiden sie eine südwärts immer deutlichere Ablenkung gegen SW. und jenseits der Stadt Cardigan, gegen Fishguard, beugen sie gänzlich in die amoricanische Ost-West Region ein; hier sind die Schichten sehr gestört, sowohl in horizontaler als in verticaler Richtung. ‚Wir mögen,‘ sagt de la Beche, ‚hier in N. Pembrokeshire jene verwickelten Formen vor uns haben, welche aus einer Drehung der Gebirge in eine neue Richtung über einer alten hervorgehen.‘[89]

St. Davids, das Vorgebirge, welches die St. Brides-Bay nach N. abschliesst, besteht nach A. Geikie aus einer Anticlinale von cambrischen Felsarten, welche gegen SW., also schräge über die Halbinsel streicht und gegen SO. überfaltet ist.[90] Das deut-

liche Hervortreten einer von den armoricanischen Falten so ganz verschiedenen Richtung des Streichens ist sehr auffallend. Landeinwärts geht allerdings die überstürzte Südostseite in verticale Stellung über, aber gegen den Grund der St. Brides-Bay, gegen die eingezwängte Zone des Kohlengebirges sind grosse Brüche und Störungen des cambrischen Gebirges vorhanden[91] und erst weiter gegen Ost, wo sich das Kohlenfeld von Glamorganshire ausbreitet, sieht man deutlicher ein Einlenken aus der caledonischen in die armoricanische Richtung. Hier treten nach de la Bêche in dem grossen Kohlenfelde drei gegen SW. streichende Sättel auf, welche aber gegen Süden in andere, OW. streichende Sättel einlenken. Dies wäre Schaarung, wie wir sie in den Anticlinalen der Vorgebirge des Himalaya und des Hindu-Kush am Jhelum kennen gelernt haben. Aber der weitere Bau des Landes, insbesondere jener Irlands, lehrt, dass hier nicht Schaarung vorhanden ist wie am Jhelum, sondern das Auftreffen eines jüngeren Bogens auf ein älteres Faltensystem, vielmehr ähnlich der Begegnung der Karpathen und der Sudeten in Schlesien und in N. Mähren.

Wir werden uns nicht mit den Einzelheiten der Structur von Hereford und Gloucester beschäftigen, sondern wenden uns gegen Süden.

7. Das armoricanische Gebirge. Es hat sich gezeigt, dass im südlichen Irland grosse Falten von devonischen und carbonischen Ablagerungen vorhanden sind, welche im SW. Cork gegen WSW., sonst aber in Cork, Kerry und Waterford OW. streichen, welche stellenweise gegen N. überfaltet sind, und welche ostwärts in S. Wales wieder hervortreten. Dort verfolgten wir ihre Nordgrenze von der Tiefe der St. Brides-Bay, dem Südrande der grossen Kohlenfelder folgend, quer über Caermarthen-Bay und Swansea-Bay in die Gegend von Cardiff am untern Severn. Diese Linie ist bei Tenby an der Bucht von Caermarthen durch Ueberstürzung der Kohlenflötze ausgezeichnet, und was S. von derselben in der Gestalt von drei Halbinseln an der N. Seite der Bucht von Bristol sichtbar ist, besteht wie die irischen Falten aus Sätteln und Mulden von altem rothen Sandstein und von Kohlenkalk, insofern nicht Schollen der hier beginnenden, transgredirenden Decke jüngerer Sedimente sie verhüllen. Die transgredirende Serie be-

ginnt mit den permischen Ablagerungen und umfasst weiter in Ost die ganze mesozoische Reihe.

Das Streichen der N. Grenze und der armoricanischen Falten ist hier Ost ein wenig in Süd, und die Fortsetzung der Züge von Kohlenkalk quer über den Meeresarm ist durch felsige Inseln, wie namentlich den Felsen Steep Holmes bezeichnet. Dass dieser Felsen ein Stück einer gegen Nord überworfenen Falte sei, haben Buckland und Conybeare schon im J. 1824 richtig erkannt. Ebenso bemerkten diese scharfsinnigen Beobachter, dass die wenig nördlich von Steep Holmes gelegene, ebenfalls aus Kohlenkalk bestehende Insel Flat Holmes eine flache Anticlinale sei und gegen NO. streiche, gegen die Halbinsel Brean Down, welche wir demnach nicht mehr den armoricanischen Falten zurechnen können.[92]

So führt Steep Holmes N. von der Bucht von Bridgewater zu der langen Anticlinale der Mendips, die von der Meeresküste bis gegen Frome den nördlichsten der armoricanischen Sättel bildet. Er besteht aus Kohlenkalk, durch welchen in vier Aufbrüchen der devonische alte rothe Sandstein sichtbar wird. In seinem östlichen Theile geht die Aufwölbung in nördliche Ueberfaltung über; die gegen N. vorliegenden Kohlenflötze sind Z-förmig geknittert und neigen sich südwärts unter den Sattel von Kohlenkalk. Die Lagerungsverhältnisse gleichen hier so sehr jenen der ebenfalls von Süden her überschobenen belgischen Kohlenflötze, dass Buckland und Conybeare ebenfalls bereits im J. 1824, auf die von Omalius d'Halloy gegebenen Beschreibungen gestützt, die östlichen Mendips mit der Gegend von Namur und Lüttich verglichen.[93]

Bei Frome verschwindet der Kohlenkalk unter der Kreide, aber die Anticlinale der Mendips setzt, wie sich zeigen wird, in der Gestalt einer weit jüngeren Sattelbildung gegen Osten fort. Südlich von den Mendips folgt im Grunde der Bridgewater-Bay Flachland mit mesozoischen Schollen, aber bald taucht in SW. das ausgedehnte devonische Gebiet hervor, welches West-Somerset, Devonshire und Cornwall bildet.

Diese grosse Halbinsel gehört ganz den armoricanischen Falten an, und das Streichen der devonischen und carbonischen Schichten, aus welchen sie zum grössten Theile besteht, entspricht, namentlich in den nördlichen Zügen, ganz jenem der Mendips. Sie

besteht aus einem nördlichen Zuge von devonischen Gesteinen, welcher von Bridgewater und den Quantock-Bergen gegen Lundy-Island streicht, und in welchem die N. Hälfte dieser Insel einen jüngeren granitischen Durchbruch zeigt, dann aus einer breiten mittleren Zone, in welcher Culmschichten bedeutende Entwicklung erlangen, und aus einer südlichen devonischen Zone, welcher der grösste Theil der S. Küste und etwa die S. Hälfte der atlantischen Küste der Halbinsel angehören. Diese südliche devonische Zone ist durch eine Reihe grosser postcarbonischer Granitstöcke ausgezeichnet. Der östlichste und ausgedehnteste derselben bildet Dartmoor Forest SW. von Exeter; ein zweiter liegt W. von Liskeard, ein dritter N. von St. Austell, ein vierter W. von Falmouth; der folgende grössere Stock bildet den äussersten Theil der Halbinsel bis Lands End, und die Scillyinseln sind die Gipfel eines weiteren, vom Meere überdeckten Granitstockes.[94]

Die Granitstöcke bringen beträchtliche örtliche Störungen im Streichen hervor, doch bleibt die Anordnung des ganzen Gebirges der armoricanischen Bogenanlage treu. Westlich von Liskeard bis zu den Scillyinseln ist die Reihe dieser Stöcke mehr gegen SW. gerichtet, als man nach dem Streichen der Falten am Golf von Bristol vermuthen sollte, und man hat daher gemeint, dass sie ausserhalb des Streichens lägen. Aber die leichte Ablenkung gegen SW. entspricht der gleichen Ablenkung der Falten in Cork, z. B. an der Bantry-Bay, und diese lehrt, dass der Scheitel des armoricanischen Bogens zwischen Irland und Wales oder in Pembrokeshire liegt. Uebrigens werden wir bald sehen, dass die beiden ganz ähnlichen Granitstöcke des Harzes gar nicht nach den Streichen gereiht sind. De la Beche vermuthete einen unterirdischen Zusammenhang dieser Stöcke und erkannte mit bewunderungswürdigem Scharfsinn schon im J. 1846, dass nicht die Eruption dieser Granitmassen, sondern eine weit allgemeinere, faltende Kraft das Gebirge aufgethürmt habe.

Südlich von der Reihe von Granitstöcken, an dem Südrande der südlichen devonischen Zone, tauchen an zwei beschränkten Gebieten der Südküste, bei Lizard Point im Westen und bei Prawle Point (S. von Dartmouth) im Osten, ältere Gesteine hervor, welche die Unterlage des devonischen, doch in seinem südlichen Theile

auch silurische Ablagerungen umfassenden Gebirges zeigen. An der ersten Stelle, bei Lizard Point, ist Hornblendschiefer und Serpentin sichtbar, bei Prawle Point Chloritschiefer und Glimmerschiefer. An der ersten Stelle ist das Streichen SW., entsprechend dem SW. Irland und den Granitstöcken; an der zweiten Stelle ist es etwa OW. Zwischen diesen beiden Stellen ragen aus dem Meere Klippen hervor, deren eine das Eddystone-Licht trägt. Diese Klippen bestehen aus Gneiss.

Suchen wir nun das Gebirgsstück des SW. England zu überblicken. Als älteste Unterlage erscheint im Süden der Gneiss des Eddystone. Diesem folgen, wie Stücke eines alten Schiefermantels, die Hornblendschiefer von Lizard-Point im Westen und die Chloritschiefer und Glimmerschiefer von Prawle-Point im Osten. Dann gelangen wir in die grosse südliche Devonzone, mit untergeordneten Silurzügen, welche die lange Reihe der Granitstöcke von den Scillyinseln bis Dartmoor umschliesst; dann weiter gegen N. folgt die breite Culmzone, dann die nördliche Devonzone bis an die Bucht von Bristol. Dabei sind alle diese mächtigen Ablagerungen in enge und parallele, namentlich im Norden häufig gegen N. überschlagene Falten gelegt. Dann folgt noch weiter gegen Nord die Anticlinale der Mendips, unter welche die überbogenen Kohlenflötze südwärts hinabtauchen, und die westliche Fortsetzung der Mendips bis zur St. Brides-Bay hinaus.

Das ist die Anordnung eines grossen, nordwärts bewegten Faltengebirges. Mit vollem Rechte sagt Bonney, dass diese grosse Faltenreihe kaum weniger bedeutend sei als jene der heutigen Alpenkette, und vergleicht derselbe den Gneiss des Eddystone mit jenem der alpinen Gneisskerne.[95] Es ist die Ruine eines gewaltigen Hochgebirges; Lizard-Point und Prawle-Point ragen als die Reste der Schieferzone hervor, wie Cap Matifou und die Halbinsel von Bouzaréa zu beiden Seiten der Bucht von Algier (I, S. 293).

Die weitere Unterlage des grossen einstigen Gebirgslandes vermuthet Bonney in den alten Felsarten der benachbarten Theile des nördlichen Frankreich, und diese suchen wir jetzt auf.

Der nordwestliche Theil von Frankreich besteht aus archaischen und paläozoischen Felsarten; sie bilden den Boden der Bretagne und reichen vom Cotentin bis in die Vendée. Gegen Ost

und gegen Süd ist ihre Fortsetzung von jurassischen Ablagerungen verhüllt. Die östliche Grenze ihrer Sichtbarkeit zieht von der Ostseite des Cotentin nach Alençon, und von da südwärts über Angers bis Partenay und St. Maixent, NO. von Niort. In dieser Gegend biegt die Grenze in rechtem Winkel gegen W. um, und sie erreicht N. von La Rochelle, in der Nähe von Les Sables d'Olonne, das Meer.

Das Streichen dieser älteren Felsarten ist gegen WNW. gerichtet, mit Abweichungen gegen W. und NW., und es scheint in den westlichen Theilen der Bretagne die westliche Richtung zu herrschen. Ein Blick auf die vorzügliche ältere Karte von Elie de Beaumont und Dufrénoy lehrt, dass die Halbinsel des Cotentin ein Stück eines grossen Horstes ist, wie der Morvan oder der Thüringerwald, und dass das Streichen von O. gegen W. quer über den Cotentin verläuft, während die Lage der grossen armoricanischen Halbinsel dem Streichen entspricht.

Es liegen viele Schriften über diesen Landstrich vor; Dalimier hat den Cotentin beschrieben; für die Normandie und die Bretagne nenne ich die Arbeiten von Barrois, Hébert und Lébesconte. Insbesondere ist es Barrois gewesen, welcher den tektonischen Fragen die Aufmerksamkeit zugewendet und den Bau des Landes durch Ergänzung der älteren Untersuchungen von Boblaye klargelegt hat.[96]

Das ganze Gebiet, durch drei Breitegrade sich erstreckend, ist in nahezu parallele Falten gelegt. Die wichtigste Zeit der Faltung liegt auch hier im Carbon.

Es sind zwei grosse und zahlreiche untergeordnete Anticlinalen vorhanden. Die nördliche der beiden grossen Anticlinalen bildet die Halbinsel im Norden von Brest mit den Montagnes d'Arrée und reicht, mit ihrem Nordrande beiläufig der Nordküste der Bretagne entsprechend, bis an die Juraformation bei Alençon; sie besteht aus vorwaltend archaischen Felsarten, welche häufig von Granit durchdrungen sind. Die südliche grosse Anticlinale ist von primordialen Sedimentgesteinen gebildet, doch auch an vielen Stellen von Granit durchsetzt; sie bildet die Pointe du Raz, den südlichsten der drei Sporen, welche die Bretagne gegen den Ocean vorschiebt, umfasst den Morbihan und zieht über Vannes und Nantes hin. Zwischen diesen beiden grossen Sätteln, dann nördlich und südlich von denselben, streichen zahlreiche gedrängte Falten neben

einander beiläufig in gleicher Richtung her, in welche jedoch ebenfalls, z. B. bei Rostrenen N. vom Morbihan, postcarbonische Granite eingedrungen sind.

Es ist bezeichnend, dass die erste der nördlichen Synclinalen, das Bassin de Mortain, welches N. von Alençon, über Domfront und Mortain die Richtung der Halbinsel des Cotentin kreuzt, nach der Darstellung von Barrois nicht am Meere in der Baie de Cancale endet, sondern an der nördlichen Küste der Bretagne bei Cap Frehel wieder sichtbar wird und dann bei Paimpol den nördlichsten Theil der Bretagne in gleicher Richtung durchzieht.

Während an der Westküste der nördliche Sattel in die Insel Ouessant, der südliche von Quimper über die Pointe du Raz in die kleine Isle de Sein fortsetzt, liegt zwischen diesen beiden Hauptsätteln eine weite Hauptmulde, an deren Zusammensetzung Silur bis Carbon theilnehmen. Sie ist auch durch viele untergeordnete Falten getheilt und reicht von Laval an der Mayenne westwärts bis an das Meer. Dieser Hauptmulde gehört südlich von Brest der unregelmässige, mittlere jener drei Sporen an, welche die Bretagne gegen den Ocean vorschiebt.

Der ganze Landstrich ist somit in demselben Sinne und wenigstens der Hauptsache nach auch zur selben Zeit gefaltet wie der südliche Theil von Irland und England. Von den Mendips bis in die Vendée reicht die Breite dieses grossen zerbrochenen Faltenzuges.

Wo in der Gegend von Exeter die cornische Halbinsel sich einschnürt, dort taucht das paläozoische Gebirge unter die mesozoische Decke hinab, und in ähnlicher Weise verschwindet N. davon die Anticlinale der Mendips unter der jüngeren Decke bei Frome. Diese jüngere Decke verhüllt nun die Unterlage durch das ganze südöstliche England. Es ist aber bereits gesagt worden, dass die Aehnlichkeit der Lagerung an dem Nordrande der Mendips mit jener an den belgischen Kohlenfeldern so gross ist, dass Buckland und Conybeare sie schon vor vielen Jahren bemerkten. Im Jahre 1855 wagte Godwin Austen die Meinung auszusprechen, dass in der That ein unterirdischer Zusammenhang zwischen den überschobenen Flötzen der Mendips und jenen von Boulogne bestehe, und dass die Möglichkeit nicht ausgeschlossen sei, in der Nähe der Stadt London selbst diese Kohlenflötze zu erbohren. Er stützte sich

hiebei nicht nur auf die übereinstimmende Lagerung und das Streichen in den beiden entfernten Gebieten, sondern auch auf das Vorhandensein jüngerer, bogenförmiger Störungen in der mesozoischen Auflagerung, welche dasselbe Streichen verfolgen.[97]

Vorgenommene Bohrungen haben in grosser Tiefe verschiedene devonische Ablagerungen angetroffen, und es wurde festgestellt, dass unter London der Gross-Oolith ohne Zwischenlagerung von Lias oder Trias unmittelbar auf diesen paläozoischen Schichten ruht, wie dies bei Calais der Fall ist, wo die Fortsetzung der belgischen Vorfaltung das Meer erreicht.[98]

Diese Vorfaltung ist an früherer Stelle (I, S. 185 u. folg.) besprochen worden. Von Boulogne bis Aachen sind ältere über jüngere Schichten vorwärts geschoben. Bertrand vergleicht diese Zone der Vorfaltung mit einzelnen Theilen der Alpen von Glarus.[99] Es besteht in der That die grösste Aehnlichkeit mit den überfalteten Aussenrändern der Alpen, der Karpathen oder des Himalaya. Dass diese Zone der Vorfaltung in der Gestaltung des Landes so wenig zum Ausdrucke gelangt und dass sie in NO. Frankreich erst durch Bohrungen ermittelt werden musste, kömmt wenig in Betracht. Was hier durch den Bergbau und durch schwierige vergleichende Studien sichergestellt worden ist, lässt sich nur den Aussenrändern der grössten Kettengebirge der Gegenwart oder der tief abradirten Vorfaltungszone von Eriboll gleichstellen.

Es besteht jedoch Verschiedenheit in einem auffallenden Merkmale. Die Aussenränder der grossen Kettengebirge sind stets mehr oder minder convex im Sinne der tangentialen Bewegung. Concavität oder gar ein einspringender Winkel innerhalb einer Region der Vorfaltung sind stets als Schaarung aufgefasst worden, d. i. als das Zeichen des Zusammentreffens zweier verschiedener Richtungen der faltenden Kraft.

Die belgische Vorfaltungszone ist concav. Die von Gosselet gelieferten Beschreibungen und Dewalque's Karte lassen diese Concavität leicht erkennen.[100] Von Calais gegen Douai streicht die überschobene Zone O·15° S.; zwischen Douai und Valenciennes ist sie eingeknickt und stark gestört, und von Valenciennes wendet sie sich erst ONO., endlich gegen Aachen hin nach NO. Der westliche Theil ist daher aus SSW. gegen NNO., der östliche

dagegen aus SSO. gegen NNW. und aus SO. gegen NW. gefaltet und zwischen Douai und Valenciennes liegt die flache Schaarung.

Es vereinigen sich daher in der belgischen Vorfaltungszone die Aussenränder zweier Gebirge. Das östliche Stück ist der Aussenrand der Ardennen und das westliche Stück ist die Fortsetzung der Mendips, der Aussenrand des armoricanischen Bogens. Der armoricanische Bogen selbst ist eben hier fast ganz von der mesozoischen Decke verhüllt. Die paläozoischen Schichten sind allerdings W. von der flötzführenden Zone Calais-Douai an vielen Orten erbohrt, aber nur bei Marquise, N. von Boulogne, ragt ein kleines Stück devonischen Gebirges aus der jurassischen Hülle zu Tage hervor. Von dort zieht das Streichen hinüber nach England.

Nun sehen wir die Falten des südlichen Irland, jene am Nordrande der Bucht von Bristol, den Sattel der Mendips, das gefaltete Gebirge von Somerset, Devon und Cornwall, das ältere Faltungsgebirge des Cotentin, der Bretagne und der Vendée und im Osten die devonische Insel bei Boulogne und die westliche Hälfte der belgischen Vorfaltung von Calais bis Douai zu dem grossen armoricanischen Bogen sich einigen. Eine weite Lücke bleibt aber zwischen Exeter und Boulogne.

Die Anlage dieses Bogens erfolgte gegen den Schluss der Carbonformation; das Hochgebirge wurde dann abradirt und in ungleichförmiger Weise von mächtigen jüngeren Sedimenten überdeckt. Dann ist es stückweise eingebrochen und einer der ausgedehntesten Einbrüche ist jener zwischen Exeter und Boulogne. Es zeigt sich aber, dass innerhalb des Rahmens dieses Einsturzes nachträglich neuerdings Faltungen erfolgt sind in der alten armoricanischen Richtung.

In dem bezeichneten Raume zwischen Exeter und Boulogne liegt die abradirte Wölbung des Weald. In einem elliptischen Gebiete, welches den grössten Theil von Sussex und einen Theil von Kent einnimmt und über Boulogne hinausgreift, tritt sie aus den rings umgebenden Schichtköpfen der Kreide hervor.

Im J. 1841 zeigte Hopkins, dass diese Aufwölbung aus mehreren, zum Mindesten drei bis vier, aneinandergedrängten, parallelen Anticlinalen bestehe, welche im Westen OW. streichen, gegen Ost

aber abgelenkt werden gegen SO., im Sinne der Fortsetzung in das Boulonnais.[101]

In Frankreich fand d'Archiac im J. 1846, dass die Wasserscheide des Artois eine wichtige Scheidelinie für die Entwicklung der Kreideformation sei, und dass diese Scheidelinie, welche die ‚axe de l'Artois' genannt wurde, von Arras her gegen NW. (W. 34° N.) ziehe, jedoch im Boulonnais eine Ablenkung gegen West erfahre und sich jenseits des Canales in den Weald fortsetze.[102] Diese ‚axe de l'Artois' entspricht aber der Zone der Ueberschiebung der Kohlenflötze, welche wir als den Aussenrand der armoricanischen Faltungen kennen gelernt haben; auf derselben sind paläozoische Schichten erbohrt worden, und die devonischen Vorkommnisse der Umgegend von Boulogne stehen schon innerhalb des Schichtenkopfes der Kreideformation, welcher, von England herüberreichend, die Anticlinalen des Weald umfasst.

So war also bereits im J. 1846 eine Anzahl von bogenförmig gekrümmten Falten bekannt, welche gegen WNW., dann im Bogen quer über den Canal und in mehr und mehr westöstlicher Richtung durch das südliche England ziehen.

Die Bedeutung der Axe des Artois für die Kenntniss der englischen Faltungen ist von Godwin Austen vollständig erkannt worden und bildete einen der wichtigsten Punkte in der Begründung seiner Behauptung, dass die Kohlenfelder von Mons und des Boulonnais ihre unterirdische Fortsetzung unter der Umgebung der Stadt London bis zu den Kohlenrevieren N. von den Mendips finden müssten. Ja, in seiner berühmt gewordenen Abhandlung über diesen Gegenstand stellte Godwin Austen bereits die Behauptung auf, es scheine ein allgemeines Gesetz zu sein, dass, wenn irgend eine Zone der Erdrinde in beträchtlicher Weise gefaltet oder gebrochen sei, die nachfolgenden Störungen denselben Linien folgen, und zwar einfach darum, weil diese Linien die Linien des geringsten Widerstandes seien.[103]

Die Anticlinalen des Weald sind später von Topley in grösster Ausführlichkeit dargestellt worden und ihre Beugung gegen das Boulonnais kann als vollkommen sichergestellt gelten.[104]

Diese Anticlinalen setzten sich aber gegen West über das Gebiet des Weald fort. Ausserdem folgt im Süden eine mächtige

neue Sattelbildung, welche wieder die Ablagerungen des Weald zum Vorschein bringt, aber zum grössten Theile unter dem Meere liegt. Sie wird in der südlichen Hälfte der Insel Wight sichtbar; ihr nördlicher Rand mit steil gestellten, zum Theile sogar überworfenen Schichten zieht quer durch die ganze Breite der Insel von den Needles im Westen bis Culver Cliff im Osten, und der rautenförmige Umriss der Insel ist durch den Verlauf der widerstandsfähigeren Gesteine bedingt.[105] Von da setzt sie sich im Westen über Purbeck nach Weymouth fort, und S. von diesem Orte erscheinen auf der Halbinsel Portland hochaufgerichtete jurassische Schichten.

Während die Erforschung dieser Faltungen in England fortschritt, hat man in N. Frankreich ausser der Axe des Artois eine Reihe derselben paralleler Anticlinalen kennen gelernt, welche gegen NW. streichen und mit den englischen Falten das Kennzeichen gemein haben, dass der nördliche Flügel der Sättel steil gestellt ist, während der südliche flach abfällt. Die bedeutendste unter diesen ist die Störungslinie des Pays de Bray, welche mitten in der Niederung von Paris, zwischen Beauvais und Neufchâtel, nicht nur die tieferen Glieder der Kreideformation, sondern auch den oberen Jura zu Tage treten lässt. Diese merkwürdige Störung wurde zuerst von Elie de Beaumont, dann in sehr eingehender Weise von Lapparent beschrieben.[106] Weitere, ebenfalls gegen NW. streichende, doch minder beträchtliche Falten haben Hébert und Mercey bekannt gemacht, und Hébert glaubte sogar ein zweites auf diese senkrechtes System von Störungen nachweisen zu können.[107] Endlich ist es Ch. Barrois gelungen, gestützt auf die zahlreichen Arbeiten seiner Vorgänger und nach einer eingehenden Untersuchung der Faltenzüge, welche in England, westlich von der Wealdregion, durch die Kreide ziehen, die folgenden Ergebnisse zu erhalten.[108]

Die Axe des Artois verlässt Frankreich etwas südlich von den älteren Gesteinen des Boulonnais, erreicht England an der Spitze von Dungeness, zieht als einer der Sättel in dem N. Theile des Weald hin und setzt sich mit ostwestlicher Richtung durch die Kreide über Kingsclere gegen Ham, Frome und den Golf von Bristol fort.

Eine zweite Linie, welche von Hébert als die Axe de la Bresle bezeichnet worden ist, erreicht, gegen NW. streichend, bei Tréport das Meer und fällt nahe zusammen mit jener grossen Anticlinale des Weald, welche Hopkins die Linie von Greenhurst nennt; diese aber streicht über Petersfield und Winchester durch die Kreide über Stockbridge in das Thal von Warminster.

Die Axe des Pays de Bray endlich, ausgezeichnet durch das beträchtliche Mass der Dislocation, ist wahrscheinlich als ein Theil jener grossen Faltung anzusehen, welche durch die Insel Wight nach Purbeck zieht.

Jede dieser Falten ist gegen Nord steiler als gegen Süd; bei einzelnen derselben hat die faltende Bewegung sicher bis weit in die Tertiärzeit angedauert.

Diese Ergebnisse sind von grosser Tragweite. Mag es sich auch vielleicht in späterer Zeit erweisen, dass nicht jede der angegebenen Linien als eine stetige Falte diese langen Strecken durchläuft, sondern dass, wie etwa im Juragebirge, nahe gelegene und gleichsinnige Anticlinalen sich ablösen, so bleibt doch die Thatsache unerschüttert, dass ein System von gegen Nordost und Nord bewegten Falten vorhanden ist, welches in Frankreich gegen NW. streicht, in der Region des Canales gegen WNW. und W. im Bogen abgelenkt wird, und mit westlichem Streichen durch das südliche England bis Weymouth und bis in die Mendips sich verfolgen lässt. Diese Linien entsprechen aber dem versunkenen Stücke des armoricanischen Bogens und verbinden die aufragenden Horste. Das Gebirge war in diesem selben Sinne an dem Schlusse der Carbonformation gefaltet, ist dann mit jüngeren Sedimenten bedeckt, dann versenkt worden, und dann hat an derselben Stelle eine Faltung der jüngeren Sedimente in dem alten Sinne stattgefunden.

Diese Erscheinung nennen wir eine posthume Faltung. Es ist sehr wahrscheinlich, dass in den meisten anderen Gebirgen zu sehr verschiedenen Zeiten gleichsinnig sich wiederholende Bewegungen eingetreten sind. Selten aber ist eine so auffallende Episode wie der Einbruch eines so grossen Theiles des Gebirges zwischen den Perioden gleichsinniger Faltung sichtbar. In diesem Falle zeigt sich die ausserordentliche Beharrlichkeit der Richtung der faltenden Kraft.

Das Ergebniss all der angeführten Erfahrungen ist aber das folgende.

Die atlantische Küste von der Mündung des Shannon bis jenseits der Mündung der Loire wird gebildet durch den Abbruch und das Versinken der Trümmer eines grossen, nordwärts gefalteten Kettengebirges, welches hauptsächlich aufgerichtet worden ist gegen den Schluss der Carbonzeit, und von welchem heute die Spuren nur in getrennten Horsten und in posthumen Faltungen zu verfolgen sind. Die ältesten Felsarten dieses Gebirges sind in der Vendée sichtbar, in der Bretagne, dem Cotentin, dem Gneiss des Eddystone und den alten Schiefervorkommnissen des südlichen Randes der Halbinsel von Cornwall. Die nächste Zone, vorwaltend aus devonischen Ablagerungen bestehend, in ihrem südlichen Theile durch zahlreiche Granitstöcke ausgezeichnet, bildet die Halbinsel von Cornwall und Devon bis an die Bucht von Bristol. Die äusserste nach Aussen überschobene Zone ist vorwaltend von carbonischem Alter, doch tritt auch unter demselben die devonische Unterlage hervor. Ihre Nordgrenze, zugleich der Aussenrand des Gebirges, zieht quer durch das südliche Irland, zur St. Brides-Bay, nahe dem N. Ufer der Bucht von Bristol zum N. Rande der Mendips bis Frome, dann, aus posthumen Bewegungen erkennbar, nahe dem N. Rande der Wölbung des Weald, längs der North Downs, mit allmälig grösserer Beugung gegen SO. in die Gegend zwischen Boulogne und Calais und von da bis über Douai.

Die Breite der Anlage, die gewaltigen Ueberstürzungen und Schuppenbildungen, z. B. in Somerset und Devon bis gegen Exeter herab, die gewaltsame Ueberschiebung des Aussenrandes, die grosse Ausladung einzelner Verschiebungen selbst an posthumen Blättern, z. B. an der quer über die Insel Wight laufenden Medina-Fault, dann die Reihe granitischer Intrusionen in Devonshire und auch in der Bretagne lassen erkennen, dass hier die Spuren eines grossen Hochgebirges liegen. Dieses Hochgebirge bildet gegen Nord einen flachen Bogen. Die westlichsten sichtbaren Theile, wie z. B. die Umgebung von Bantry-Bay und die Küsten von Finistère, zeigen, dass die weiteren Reste dieses Hochgebirges in der Richtung gegen WSW. sich unter dem Ocean fortsetzen, und die Inseln, welche vielen der Vorgebirge vorliegen, sind eine

geringe Andeutung dieser Fortsetzung. Die östlichen Theile liegen unter der Niederung von Paris und ihr Streichen wird auch dort in posthumen Bewegungen, wie im Pays de Bray, kennbar.

Dies ist das grosse vorpermische Gebirge des westlichen Europa. Die Spuren seiner inneren und muthmasslich höchsten Zonen liegen in der Bretagne und Vendée; deshalb nennen wir diese Gesammtheit von Bruchstücken das armoricanische Gebirge.

8. Das variscische Gebirge. Die Rias-Küsten des südlichen Irland, von Cornwall und der Bretagne bilden einen sehr bezeichnenden Theil der Umrisse Europas; ihnen entsprechen auf der anderen Seite des atlantischen Oceans die Rias-Küsten von Neu-Fundland und Neu-Schottland, welche gleichfalls die unter das Meer tauchenden Enden eines grossen Faltengebirges darstellen. Von dem Gegensatze zwischen dem nördlichen und dem südlichen Irland ausgehend, haben wir bis zu der Schaarung zwischen Douai und Valenciennes die Horste aufgesucht, welche gleichsinnige Faltung zeigen, und sie fügten sich zu dem grossen armoricanischen Bogen, dessen Einheit auch aus dem übereinstimmenden Verlaufe der posthumen Falten sich ergibt.

Es soll nun, abschweifend von der Aufgabe dieses Abschnittes, nämlich der Darstellung der atlantischen Küsten, der Versuch gemacht werden, in ähnlicher Weise einen grösseren Theil der deutschen Gebirge zu überschauen. Dieser Versuch konnte an früherer Stelle nicht unternommen werden, da nicht nur der Begriff eines Horstes und die mit demselben verbundene Vorstellung ausgedehnter Senkungen der Umgebung, sondern auch das Bild jener eigenthümlichen Tracht des bogenförmigen Verlaufes der Leitlinien und ihrer Schaarung gegeben sein musste, welches ein so grosser Theil der gefalteten Gebirge in sich wiederholender Weise zeigt.

Diese Abschweifung wird so kurz gefasst sein, als es die Schwierigkeit des Gegenstandes gestattet. Die Bruchstücke, welche ich zu betrachten gedenke, sind:

a. Das rheinische Devongebirge, nämlich die vereinigten Höhen der Ardennen, der Eifel, des Westerwaldes und des Sauerlandes, dann Hochwald, Hunsrücken und Taunus.

b. Die Rheingebirge zwischen Bingen und dem Bodensee, d. i. Spessart, Odenwald, Hardt, Vogesen und Schwarzwald.

c. Der Harz.

d. Das sächsische Gebirge, nämlich Erzgebirge und Fichtelgebirge, Frankenwald und Thüringerwald.

e. Die Sudeten sammt dem Riesengebirge.

Viele dieser Bruchstücke sind rings von Längsbrüchen oder von ‚spiesseckigen' Querbrüchen umgrenzt; ein Theil des sächsischen Gebirges und der Sudeten sinkt unter die norddeutsche Ebene hinab; an die Sudeten treten quer auf ihr Streichen im Osten die Karpathen heran und scheinen sogar auf sie hinaufgeschoben zu sein (I, S. 246).

Alle diese Gebirgsstücke haben das Merkmal gemeinsam, dass sie gegen den Schluss der Carbonformation einer grossen und allgemeinen Faltung unterlagen; dann wurden sie von mächtigen jüngeren Sedimenten überdeckt und später sind sie stückweise und zu verschiedenen Zeiten eingebrochen; viele sind dann nachträglich wieder gefaltet. Insoferne gleicht also ihre Vergangenheit ganz und gar der Geschichte des armoricanischen Bogens. Hier erscheinen als die Unterlage der abgesunkenen Stücke nicht nur permische Ablagerungen, sondern stellenweise auch noch Reste der jüngeren Abtheilungen der flötzführenden Carbonbildungen, eingeklemmt in den Bruchrand. So ist es am nördlichen wie am südlichen Rande des Harzes bei Ilefeld, Grillenberg und Ballenstedt,[109] so bei Stockheim an dem W. Bruchrande des Fichtelgebirges,[110] so bei Rossitz S. von Brünn, an dem grossen Bruche, welcher die Sudeten von der böhmischen Masse scheidet.[111] Auf weiten anderen Strecken ist das Rothliegende das erste Glied der abgesunkenen Schichtreihe.

Die nördlichen und östlichen Theile, nämlich die Ardennen, das rheinische Devongebirge, der Harz, und dann der nördliche Theil des sächsischen Gebirges und der östliche und südöstliche Theil der Sudeten bieten eine sehr mächtige und überraschend gleichartige Entwicklung der Devonformation, welche grosse Gebiete allein aufbaut und in Mähren und Schlesien im Wesentlichen dieselbe Gliederung zeigt wie am Rhein. Die inneren Theile des

Bogens bestehen ganz oder vorherrschend aus vordevonischen Felsarten, so die Rheingebirge oberhalb Bingen, das Erzgebirge und der westliche Theil der Sudeten mit dem Riesengebirge.

a. Das rheinische Devongebirge. Den vereinigten Bemühungen der deutschen, belgischen und französischen Forscher, insbesondere den bewunderungswerthen Leistungen H. v. Dechen's ist es zu danken, dass der Bau dieses weiten, von Frankfurt bis Düsseldorf und von Mezières bis nahe in die Gegend von Paderborn sich ausbreitenden Gebirgslandes klar vorliegt. Ein einheitliches Streichen gegen NO. beherrscht das ganze Gebiet, und der grösste Theil desselben ist in nordwärts überworfene Falten oder in wahre Schuppen mit SO. Fallen gelegt. Die belgischen Kohlenflötze O. von Valenciennes und jene an der Ruhr bilden den äusseren Rand.

Das überschobene Kohlengebirge vom Boulonnais bis gegen Douai wurde als ein Theil des armoricanischen Bogens erkannt; von der kurzen Strecke zwischen Douai und Valenciennes, welche die Region der Schaarung bezeichnet, wendet sich, ebenfalls unter gar gewaltigen Ueberschiebungen, das Kohlengebirge gegen ONO. und NO. Aachen steht auf einem Sattel zwischen zwei Flötzmulden, der Mulde von Eschweiler im Süden und der Worm-Mulde im Norden, aber noch weiter gegen N. sind unter der Ebene in Holland Flötze erbohrt.[112] Grosse Dislocationen durchqueren hier die Flötze, so der Feldbiss mit seiner Fortsetzung, dem Münstergewand, welche die genannten Mulden gegen Ost abschneiden.[113]

Auf der rechten Seite des Rheins erscheinen die Fortsetzungen des Kohlengebirges weit mehr gegen N. gerückt. Nach v. Dechen sind die Flötze der Ruhr gegen den Rhein hin bei Duisburg und Ruhrort, jene am linken Ufer bei Vluyn, N. von Crefeld ermittelt;[114] es darf daher wohl im Zusammenhalte mit den südlicher folgenden Gebirgsfalten vermuthet werden, dass das Kohlengebirge mit einer Verschiebung oder in einer sigmoiden Curve über das Rheinthal streicht.

Solche sigmoide Beugung ist in gefalteten Gebirgen nicht selten, und das Vortreten eines Gebirgstheiles gegen den andern auf solchen Beugungen verräth sich auch an mehreren Stellen des Aussenrandes der Alpen. Die Sigmoide ist öfters von quer-

streichenden Blättern durchschnitten und gleichsam in kleinere Vorschiebungen aufgelöst. Es erscheint dann in der Sigmoide eine leiterförmige Anordnung der Blattflächen. Diese sieht man im kleinsten Massstabe an Dünnschliffen unter dem Mikroskop und ebenso an grossen Gebirgsstöcken. Studer's Uebersichtskarte der Schweiz zeigt, wie die Anticlinale der Molasse, indem sie von St. Gallen und Appenzell her den Rhein kreuzt, zugleich eine beträchtliche Schwenkung vorwärts, d. i. gegen NO. einleitet, welche in Vorarlberg und dem benachbarten Theile von Bayern hinausführt zu dem viel weiter gegen N. gelegenen bayrischen Alpenrande. In derselben Weise vollzieht ebendaselbst innerhalb der Flyschzone das grosse cretacische Kalkmassiv, welches aus dem Toggenburg über den Säntis bis zur Iller reicht, eine entsprechende Sigmoide im Streichen. Dabei liegt ein Theil dieses Gebirges in Schuppen und nordwärts streichende Blattflächen durchschneiden den Säntis (I, S. 153).[115]

In ähnlicher Weise wie der Rhein oberhalb des Bodensees die Alpen, kreuzt er zwischen Aachen und Düsseldorf das gefaltete Kohlengebirge, und es ist zu vermuthen, dass viele der zahlreichen querstreichenden Dislocationen, an welchen v. Dechen bei Aachen zugleich beträchtliche verticale und horizontale Bewegung beobachtet hat, die Stelle der Blätter des Säntis einnehmen. Dies ist auch darum bemerkenswerth, weil nach Lasaulx die jahrelang andauernden Erderschütterungen von Herzogenrath, N. von Aachen, von der grössten dieser Dislocationen, dem Feldbiss, ausgegangen und demnach in die Gruppe der Blattbeben zu stellen sind, wie so viele Beben der Alpen.[116]

Die ältesten Gesteine der Ardennen gehören dem Silur an. Gosselet unterscheidet drei silurische Zonen, welche einander jedoch nicht gleichwerthig sind, nämlich die Zone von Brabant, des Condroz und der Ardennen im engeren Sinne.[117]

Was man in Belgien die Zone von Brabant nennt, ist das gemeinsame Vorland der Ueberschiebungen vor beiden Schenkeln der Schaarung und wurde unter der Ebene durch Bohrungen bis Brüssel und Ostende ermittelt.

Diesem folgen nun südwärts die oft erwähnten überschobenen Flötze, und die Zone des Condroz ist jener Rücken, welcher aus

SO. über die Flötze bewegt worden ist, durch diese Stellung erinnernd an den Sattel der Mendips (I, S. 186, Fig. 17). Gefaltetes Devon begleitet diese Zone, und südwärts folgt derselben eine breite Mulde von gefaltetem Kohlenkalk, die Mulde von Dinant. Südlich von dieser breitet sich das ausgedehnte, vorwiegend unterdevonische Gebiet der Ardennen im engeren Sinne aus. Ihr Streichen ist ganz wie jenes der Flötze gegen ONO. und NO. gerichtet; sie sind gleichfalls von SO. her überfaltet, und aus ihnen erheben sich, den Gneisskernen der Alpen nicht unähnlich, vier Massen; diese bilden die Silurzone der Ardennen.

Alle vier Massen sind von primordialen Ablagerungen aufgebaut; Ober- und Untersilur sind hier noch nicht bekannt. Es sind zwei grössere Massen, jene von Rocroi und von Stavelot, die letztere von den Deutschen das Hohe Venn genannt, und zwei kleinere Massen, die Masse von Serpont und von Givonne.

Die Masse von Rocroi, jene von Serpont und das Hohe Venn liegen in einer und derselben Zone des Streichens; die kleinere Masse von Givonne liegt oberhalb Sedan, südlich von der Masse von Rocroi. Alle Massen neigen, wie das umgebende Devon, ihre Schichten gegen Süd, entsprechend der allgemeinen Ueberfaltung. Die belgischen Geologen behaupten, es sei ursprüngliche Discordanz gegen das Devon vorhanden, während aus den Beobachtungen der deutschen Forscher sich dies zum Mindesten nicht mit dem gleichen Grade von Bestimmtheit ergibt.

Die Masse von Rocroi liegt an dem SW. Rande der Ardennen und wird von diesem Rande südlich von Hirson schräge durchschnitten, so dass ihr Umriss etwa einer schief durchschnittenen Ellipse gleicht. Sie setzt sich jedenfalls über die Randbrüche hinaus unter einen Theil der mesozoischen Sedimente der Niederung gegen Westen fort. Quer durch diese Masse fliesst die Maas und sie eröffnet ein schönes Profil; Lasaulx hat an derselben die gleichsinnige Neigung aller Gebirgsglieder gegen SO. von Mezières im Süden durch das Devon, die primordiale Masse von Rocroi und das nördlich von derselben liegende Devon bis zu dem Kohlenkalke der Mulde von Dinant im Norden ausführlich beschrieben.[118]

In der Lage der drei Massen von Rocroi, Serpont und dem Hohen Venn wiederholt sich ganz deutlich das erst gegen ONO.,

dann gegen NO. gerichtete Streichen der Kohlenflötze, und in dem entferntesten Theile des Hohen Venn, in der Nähe von Düren, O. von Aachen, geht dieses Streichen ebenso deutlich in NNO. über.

Das Hohe Venn beginnt NW. von Houffalize und zieht sich bis gegen Düren. Es ist in der südlichen Hälfte breiter und streckt sich dann mit leichter Krümmung erst gegen NO., dann mehr und mehr gegen NNO. aus. Das ist wohl dieselbe Sigmoide, welche das Streichen der Flötze über das Rheinthal beschreibt. Das Massiv des Hohen Venn verhält sich ähnlich zu den Flötzen, wie das Kalkmassiv des Säntis und seiner Fortsetzungen zu der Ueberschiebung der Molasse. Auch der ganze nördliche Theil des Venn-Sattels befindet sich in überstürzter Lagerung, und es gelangt die volle Gewalt der sigmoiden Beugung an der westlichen Seite des äussersten Endes zum Ausdrucke. Hier ist, wie Holzapfel gezeigt hat, bei Merode das hangendste Glied der Südostseite, das Unterdevon, ganz über den westlichen Flügel des Sattels und über Oberdevon und Carbon herübergeschoben, und mehrere parallele Blätter durchschneiden, von eben so vielen Vorschüben begleitet, unmittelbar südlich davon den westlichen Flügel.[119]

Das bisher Angeführte mag hinreichen, um die Aehnlichkeiten zu zeigen, welche zwischen dem Baue des nördlichen Randes des Rheingebirges und dem nördlichen Rande der Alpen bestehen, und ich will nun weniger in Einzelheiten eingehen.

Die primordialen Massen der Ardennen, deren Ende wir soeben bei Düren kennen gelernt haben, setzen nicht über den Rhein. Zahlreiche Reihen überschobener Sättel und Mulden von devonischen Ablagerungen bilden weit und breit das Gebirge. Ihr Streichen bleibt fortwährend gegen NO. gerichtet und spricht sich deutlich genug aus in dem Ausstreichen der Falten längs des Ostrandes des Sauerlandes, des Westerwaldes und des Taunus, sowie in den Umrissen dieser Gebirgstheile im Ganzen. Immerhin scheint gegen Süd das Mass der Ueberschiebung ein geringeres zu sein. Gegen NW. geneigte, d. i. normal gelagerte Muldenflügel wechseln häufiger mit den gegen SO. geneigten Gegenflügeln. An dem südlichsten Rande, von Homburg v. d. Höhe über Wiesbaden bis an das Thal der Nahe verzeichnet v. Dechen eine Zone älterer sericitischer Schiefer und Gneisse als die Unterlage

des devonischen Faltengebirges. Sie liegen ähnlich wie die alten Schiefer von Cape Lizard und Point Prawle an der Innenseite des Devongebirges von Cornwall. Nach C. Koch ist es die Axe eines symmetrischen Sattels, auf welcher, nahe dem südlichsten Rande des Taunus, der Sericit-Gneiss hervortritt. Ihm folgt zu jeder Seite grüner Sericit-Schiefer und diesem der Phyllit des Taunus mit Quarzitbänken. Dieser Sattel zieht in SW. Richtung bei Assmannshausen über den Rhein. Nur die höheren Glieder desselben sind hier sichtbar; sie haben sich über dem Gneiss geschlossen, und weiter gegen SW., auf der linken Seite des Rheins, verschwinden auch sie unter den zusammenschliessenden Lagen von Taunus-Quarzit, welche ihrerseits noch weiter hin unter dem Schiefer des Hunsrück verschwinden.[120]

b. Die Rheingebirge oberhalb Bingen. An den südlichen Rand des devonischen Faltungsgebirges reiht sich zunächst mit wesentlich verschiedenem Baue das Steinkohlenrevier an der Saar; die Unterlage ist unbekannt; auf dem Steinkohlengebirge liegt concordant und ohne jede schärfere Grenze das Rothliegende. Es sind flache Faltungen vorhanden und zahlreiche Brüche. Dechen hat viele von ihnen aufgezählt, um zu zeigen, wie ausserordentlich die Zerstückelung der Erdrinde in diesem Gebiete sei.[121] Eine gewaltige Verwerfung schneidet das Kohlengebirge gegen Süden ab; ihre Höhe beträgt nach Kliver's Ermittlung bei Bexbach und St. Ingbert 4000 M., bei Dudweiler 3000 M. Sie zieht im Süden von Saarbrücken ziemlich weit über Forbach in die Richtung von St-Avold gegen Frankreich hinaus, wahrscheinlich mit einer Ablenkung gegen WSW., und Lepsius hat sie gegen NO. bis nach Alzey ins Rheinthal verfolgt.[122]

So scheidet sich scharf durch eine gewaltige Senkung, an Brüchen, welche im Wesentlichen dem Streichen des devonischen Gebirges folgen, diese transgredirende Scholle von den südlicheren Höhen, aber es darf nicht vergessen werden, dass diese gewaltigen Bewegungen weit jünger sind als die Falten, deren Zusammenhang wir suchen. Auch dieses gesunkene Stück ist entweder durch die Klemmung im Absinken oder durch posthume Bewegung leicht gefaltet. Es besteht eine gewisse entfernte Aehnlichkeit mit dem grossen schottischen Graben von Edinburgh und Glasgow.

Gegen NO. allerdings ist die Sachlage eine andere. An der Westseite des Spessart, O. von Hanau und Aschaffenburg, kommen Gneiss und krystallinischer Schiefer zum Vorschein; auch die nördlichen Ausläufer des Odenwaldes in der Nähe von Darmstadt nähern sich bis auf 30 Kilom. dem südlichen Rande des Taunus und sind nur durch die jungen Bildungen des Rheinthales von demselben getrennt. An den Odenwald schliessen sich dann jenseits des Rheins die Entblössungen älterer Felsarten an der Ostseite des Haardtwaldes, wie am Odenwalde und am Spessart hervorblickend unter einer mächtigen Decke von Buntsandstein, und noch weiter im Süden ragen die grossen Horste der Vogesen und des Schwarzwaldes.

Wie dieses Gebirge eingebrochen ist, wie rings die mesozoischen Tafeln abgesunken sind, und dass die heutigen Höhen nur die Trümmer eines einst zusammenhängenden Gebirges sind, ist an früherer Stelle gesagt worden (I, S. 255—259). Gleich den Resten eines uralten Bauwerkes, umgeben von gewaltigen Trümmerwällen, stehen diese Bruchstücke, und nicht die umgebenden Trümmerwälle haben wir zu betrachten, sondern die Flucht des alten Mauerwerkes in dem aufragenden Bruchstücke selbst; die Richtung der Quadern, oder vielleicht irgend eines noch kennbaren Gesimses sind aufzusuchen, um aus den Resten den einstigen Grundriss zu finden. Es wäre demnach meine Aufgabe, die Streichungsrichtung und die Gesteinsfolge in den einzelnen Horsten zu prüfen, aber diese Arbeit ist bereits von Rich. Lepsius mit Benützung all' der seit Pet. Merian gesammelten Erfahrungen in vorzüglicher Weise durchgeführt, und ich habe nur die Ergebnisse hieher zu setzen.[123]

Das gesammte Grundgebirge zu beiden Seiten des Rheinthales vom Jura bis zum Taunus hat ein gemeinsames Streichen, und dieses ist dem Streichen des Taunus parallel. All dieses Grundgebirge, heute in Stücke gebrochen, wurde einstens durch eine gemeinsame tangentiale Kraft von SSO. her gegen NNW. gefaltet. Gneiss, Glimmerschiefer und vereinzelte Züge von Devon und Culm folgen dem gemeinsamen Streichen; dasselbe wird beirrt durch intrusive Granitmassen, doch sind diese Beirrungen örtlich umgrenzt. Die Faltung erfolgte gegen das Ende der Stein-

kohlenzeit. Vom oberen Rothliegenden bis zum oberen Jura haben sich Schichten von 1200—1500 M. Mächtigkeit auf dieses gefaltete Gebirge gelagert; dann brach das Gebirge an grossen Bruchlinien zusammen; wenigstens um 2500 M. sind die Trias- und Jura-Tafeln von der Tertiärzeit an bis jetzt niedergesunken.

Vom südlichen Ende des Schwarzwaldes und der Vogesen bis zu den überschobenen Kohlenflötzen bei Aachen und an der Ruhr erblicken wir also ein und dasselbe System von Falten, im Wesentlichen erzeugt gegen das Ende der Carbonformation. Schwarzwald und Vogesen bis hinab zu den alten Felsarten des Spessart bei Hanau und Aschaffenburg stehen in demselben Verhältnisse zu dem rheinischen Devongebirge vom Taunus bis zur Ruhr, in welchem die alten Felsarten der Bretagne und des Cotentin sammt den Gneissriffen des Eddystone zu den Falten von Devonshire stehen und zu den überfalteten Kohlenflötzen an der Nordseite der Mendips und am Golf von Bristol.

Hier erblicken wir zum ersten Male die ganze Breite jenes grossen deutschen Gebirgsbogens, dessen Aussenrand im nordöstlichen Frankreich mit dem Aussenrande des armoricanischen Bogens schaart. Er ist nicht weniger mächtig und seine Faltungen sind nicht weniger gewaltig als die armoricanischen Falten.

c. Der Harz. Der Umriss dieses Horstes ist eine von WNW. gegen OSO. gestreckte Ellipse, aber das Streichen der Schichten läuft quer auf dieser Richtung gegen ONO. bis NO. Dies geht auf das Deutlichste aus Lossen's schöner Karte des Harzgebirges, sowie aus den zahlreichen vorliegenden Einzelbeschreibungen hervor. Lossen meint, dieses Hauptstreichen sei an gewissen Stellen durch spätere Faltung in anderer Richtung umgestaltet worden, was v. Groddeck nicht als erwiesen ansieht.[124]

Devonische Ablagerungen bilden den grössten Theil des Gebirges, und ihre Uebereinstimmung mit jenen des rheinischen Schiefergebirges ist so gross, dass der unterirdische Zusammenhang derselben von Koenen als zweifellos angesehen wird.[125]

Zwei Granitstöcke, der Brocken und der Ramberg, treten aus dem devonischen Gebirge hervor; sie stehen nicht im Streichen der geschichteten Felsarten, gleichen aber sonst in den wesentlichen Stücken den Granitstöcken in dem devonischen Gebirge

von Cornwall. Sie bringen höchstens örtliche Beirrung des allgemeinen Streichens hervor.

Der ganze Oberharz ist nach v. Groddeck zu einem Sattel aufgefaltet, dessen beide Flügel untergeordnete Mulden und Sättel enthalten. Der SO. Flügel ist steil oder überkippt, während der NW. Flügel flach einfällt.[126] Im mittleren Harze hebt Kayser den grossen Sattel von Unterdevon hervor, welcher von Scherzberg und Lauterberg am SW. Rande des Gebirges gegen ONO. bis NO. quer über dasselbe in der Richtung gegen den Ramberg streicht und dem gegen N. wie gegen S. viele parallele Falten folgen.[127] Insbesondere sieht man gegen N., an der SW. Seite des Brocken, Falten gerade auf den Granitstock hinstreichend, welche auf dem Rücken dieses erst durch die Abrasion blossgelegten Laccolithen als veränderte Dachschollen erhalten sind. Die meisten dieser Falten sind gegen NW. überschoben. In dem SO. Theile des Harzes herrscht zwar dasselbe Streichen, aber die Ueberschiebung gegen NW. tritt hier nicht ein. Es geht im Gegentheile aus Lossen's Darstellung hervor, dass gegen den SO. Rand Ueberfaltung der Schichten im entgegengesetzten Sinne eintritt, so dass in diesem Gebirgstheile fächerförmige Schichtstellungen vorkommen.[128] Auch im rheinischen Schiefergebirge nimmt die NW. Ueberfaltung gegen den SO. Gebirgsrand hin ab.

Der Harz ist in der That nur ein Stück des rheinischen Schiefergebirges.

d. Das sächsische Gebirge. Das gegen ONO. bis NO. gerichtete Streichen des Schwarzwaldes führt uns in die Mitte des grossen süddeutschen Bruchfeldes. Was nördlich von Tübingen und Nürnberg liegt, muss zur tieferen Unterlage die Fortsetzung des Schwarzwaldes haben, und sobald jenseits Baireuth die östlichen Randbrüche der grossen Senkung überschritten sind, erscheinen die älteren Felsarten wieder mit dem Streichen des Schwarzwaldes.

Der Hauptrücken des Erzgebirges setzt die NO. Richtung bis an die Elbe fort. Gegen Böhmen ist er durch einen gewaltigen Bruch abgeschnitten, und eine lange Reihe tertiärer Vulcane erhob sich einstens an diesem Bruche. Gegen Sachsen und Thüringen aber folgt eine Reihe grosser paralleler, gegen NW. bewegter

Falten, welche alles Gebirge bis weit hinaus in das Flachland bilden.

Das Fichtelgebirge und den Frankenwald berühren wir zuerst. Zwei Richtungen sind hier bestimmend für den Bau des Gebirges; die eine, wichtigere, ist gegen NO., die andere gegen NW. gerichtet. Aber Gümbel hat richtig hervorgehoben, dass die erstere, die allgemein herrschende, in Faltungen, die zweite in Sprüngen Ausdruck findet, und nur die Faltungen sind hier für uns entscheidend, nicht die weit jüngeren Sprünge.[129] Aus Gümbel's höchst eingehenden Darstellungen entnehmen wir ferner, dass die mächtigen Granitausbrüche des Fichtelberges und von Selb, welche die Quellen des Egerflusses umfassen, von so geringem Einflusse auf das allgemeine nordöstliche Streichen des Gneisses und der alten Schiefergesteine sind, dass sogar die von drei Seiten vom Granit umfasste Scholle von Wunsiedel dieses normale Streichen unverändert beibehält. So bildet das Fichtelgebirge nur den westlichsten Theil des Erzgebirges, und dasselbe Streichen hält an von den Randbrüchen der süddeutschen Senkung bei Goldkronach bis an die Elbe. Das Erzgebirge aber bildet den massgebenden Hauptzug des gesammten sächsischen Gebirges.

Gegen N. folgen diesem Hauptzuge im Westen zunächst eng gefaltete paläozoische Schiefer, und dann erhebt sich aus diesen auf weitem elliptischem Raume die Gneissmasse von Münchberg. Von den Randbrüchen reicht sie gegen NO. bis in die unmittelbare Nähe der Stadt Hof, in deren Nähe primordiale Ablagerungen in der Umrandung dieser Gneissmasse sichtbar sind. Dies ist das höchst lehrreiche Bild eines fast bis zu seiner Grundfläche abgetragenen Gneisskernes der Alpen. Die kleineren Faltungen und Knitterungen sind verschwunden; der vereinfachte elliptische Umriss und die Ueberbeugung gegen NW. sind geblieben.[130]

Durch den ganzen Frankenwald und auch durch den Thüringerwald, soweit er nicht von permischen Gesteinen überdeckt ist, hält dieses Streichen gegen NO. an. Wir wissen, dass der Thüringerwald ein Horst ist, begrenzt einerseits durch die Fortsetzung der Randbrüche der grossen süddeutschen Senkung, welche sich über Coburg und Meiningen erstreckt, und anderseits durch die Randbrüche der nördlichen Senkung gegen Gotha

und Weimar. So zieht also im Thüringerwalde die Structur des Gebirges quer über den Umriss, und es wiederholt dieser Höhenzug den Bau des Cotentin.[131] Das Streichen des östlichen Thüringen aber, das carbonische Alter der Hauptfaltung und die permische Transgression sind von Liebe genau beschrieben worden.[132]

Indem ich auf die Darstellung der Einzelheiten verzichte, wende ich mich zu dem Baue des westlichen Theiles des Königreiches Sachsen. Es ist ein weiteres Stück desselben Gebirges.

Im J. 1876 veröffentlichte H. Credner zum ersten Male die Ansicht, dass das Erzgebirge kein selbständiger Gebirgszug sei, sondern vielmehr die südlichste von drei parallel von SW. gegen NO. verlaufenden Falten, welche das westliche Sachsen durchziehen. Der nächstfolgende, sehr symmetrisch gebaute Faltensattel ist nämlich das sächsische Mittelgebirge oder Granulitgebirge, und der nördlichste, zum grössten Theile von jüngerem Schwemmlande bedeckte Sattel bildet die Liebschützer Berge bei Strehla a. d. Elbe.[133]

So wie vor dem westlichen Erzgebirge die Ellipse der Münchberger Gneissmasse, so liegt hier vor demselben die Ellipse des sächsischen Mittelgebirges, nahe N. von Chemnitz. Die Städte Glauchau, Rochlitz, Döbeln, Hainichen bezeichnen annähernd den Umriss. Die Ellipse ist etwas grösser als jene von Münchberg, die Umrandung noch regelmässiger, die Abrasion noch weiter vorgeschritten, aber die Grundzüge der Structur sind dieselben, und auch Credner's Karte dieses Gebirges gibt, sowie Gümbel's Karte der Münchberger Masse, das Bild des Grundrisses eines abgetragenen Hochgebirgskernes.[134]

Bemerkenswerth ist der Raum zwischen dieser grossen Ellipse und dem Erzgebirge. Den archaischen Gesteinen des Erzgebirges folgt eine silurische Zone; dann tritt O. von Hainichen und Frankenberg noch einmal der Gneiss des Erzgebirges in der Gestalt eines 20 Kilom. langen Keiles zum Vorschein, und zwischen diesem und dem Saume der Ellipse folgt Culm und Phyllit. Gegen SW. aber, in der Richtung von Chemnitz, legt sich auf die steil aufgerichteten Culmschiefer das Obercarbon vom Alter der Flötze von Saarbrücken und das Rothliegende. Diese jüngeren Schichten liegen flach und zeigen, wie an so vielen Orten, neuerdings die

Grösse der Störungen, welche vor dem Schlusse der Carbonformation eingetreten sein müssen.

Die nördlichste der drei sächsischen Sattellinien liegt am tiefsten unter den jüngeren Ablagerungen begraben. Ihre ältesten Felsarten treten, wie gesagt, bei Strehla hervor. Credner hat gezeigt, dass die Reihe von Grauwackenvorkommnissen, welche bei Hainichen und Otterwisch (NO. von Borna) beginnt und über den Deditzberg bei Grimma zu dem Collmberge und bis in die Nähe der Elbe zieht, dem südlichen Abfalle dieser Sattellinie entspricht, dass aber der nördliche Schenkel unmittelbar S. von Leipzig sichtbar wird.[135]

Während aber diese Sattellinie mit ONO. Streichen die Elbe erreicht, tritt nicht weit südöstlich von derselben, bei Riesa, archaisches Gebirge hervor, welches im Sinne des Riesengebirges und des westlichen Theiles der Sudeten von NW. gegen SO. streicht. Es ist wohl in diesen Vorkommnissen von Riesa die Fortsetzung des langen Gneisszuges von Grossenhain zu vermuthen, welcher, aus der Gegend N. von Dresden nach Naumann's Angabe von SO. her in flachem Bogen herbeiziehend, bis nahe O. von Riesa an die Elbe reicht. Ein breites Gebiet paläozoischer Gesteine streckt sich aber N. von diesem Gneisszuge bis in die Gegend von Ortrand, der Beginn jener grossen paläozoischen Zone, welche von hier durch die ganze Lausitz nach Nieder-Schlesien über Königsbruck und Camenz, über Görlitz zu dem Graptolithenschiefer von Lauban zieht, und als ein wichtiges Glied in dem Aufbaue der Sudeten, anfangs OSO., dann SO. und mehr und mehr gegen SSO. streichend, sich noch weithin verfolgen lässt.

Ich glaube denn auch trotz der Abweichung des Streichens an dem muthmasslichen nordöstlichen Ende des Grossenhainer Gneisszuges, welche weiter im Osten durch eine grosse Erweiterung der Grauwackenzone ausgeglichen wird, die Grauwackenvorkommnisse des linken Elbufers bis Oschatz und Strehla als die Fortsetzung der Grauwacken des rechten Elbufers ansehen zu sollen, in Uebereinstimmung mit Naumann und Cotta, welche vor vielen Jahren eine solche Verbindung vorausgesetzt haben.[136]

e. Die Sudeten. Ein ausserordentlich grosser Bruch schneidet die Südseite des Riesengebirges ab und setzt sich über Dresden

hinaus fort. Am Aussenrande des Gebirges aber fügen sich, wie wir sehen, die gefalteten Zonen zu beiden Seiten der Elbe ziemlich deutlich aneinander. Die östliche, d. i. sudetische Seite des Gebirges zeigt diese Einfügung in den gemeinsamen Bogen am deutlichsten, denn gegen Mähren hin wird ihr Streichen sogar fast NO. Die einzelnen Züge des Gebirges haben von da an eine Wendung von einem rechten Winkel zu vollführen, um sich einigermassen in den Bogen zu fügen, und sie vollführen ihn auch.

Es ist nicht meine Absicht, von den Einzelheiten des Baues des sudetischen Bogenstückes zu sprechen, welche von den Verfassern der geologischen Karten von Nieder- und Ober-Schlesien in so klarer Weise dargelegt sind. Die bogenförmige Anlage würde noch viel deutlicher hervortreten, wenn nicht, abgesehen von dem Bruche des Innenrandes, auch der Aussenrand des Gebirges so ganz und gar nicht der Structur entsprechen würde. Von der Katzbach an über Freiburg und bis über Jauernig ist das Gebirge schräge abgeschnitten durch eine lange Linie, welche nur ein Bruch sein kann und über Jauernig hinaus, über Ziegenhals und Hotzenplotz hin sieht man die einzelnen gegen NNW. streichenden paläozoischen Zonen des Bogens nach einander unter der Ebene verschwinden. Ihre Fortsetzung aber liegt wohl nördlich vom Zobten begraben.

Die Schichtfolge dieses Gebirges zeigt, wie bereits erwähnt worden ist, in der devonischen Serie besondere Aehnlichkeit mit den anderen Bogenstücken bis an den Rhein. Die wesentlichsten Bewegungen sind auch hier gegen den Schluss der Carbonformation, jedenfalls vor dem Rothliegenden eingetreten. Die nachträgliche Einfaltung nicht nur des Perm, sondern sogar noch der transgredirenden Kreideablagerungen in Mulden, welche dem allgemeinen Streichen des Bogens folgen, wie auf der Heuscheuer und in den Mulden von Löwenberg und Lähn, lehrt, dass ähnliche posthume Bewegungen eingetreten sind wie im südlichen England.

Grosse Massen granitischer Felsarten treten in dem westlichen Theile des Gebirges gegen die Innenseite hervor, aber mit vollem Rechte bemerkt Roth, dass die Faltungen und Verschiebungen der geschichteten Massen dem Granit nicht zuzuschreiben seien. Diese Erscheinungen seien vielmehr mit Bewegungen der

Erstarrungsrinde in Verbindung zu bringen, ‚bei welcher Gelegenheit die Granite aufdrangen‘. Beyrich glaubt annehmen zu dürfen, dass diese Granite gleich jenen des Harzes und in Devonshire in der devonischen oder der älteren Kohlenformation hervorgetreten seien.[137]

Für die niederschlesischen Theile verdanken wir F. Roemer die Feststellung der Grundzüge der Structur und die Arbeiten auf österreichischem Gebiete lehren, dass in der Gegend des Altvatergebirges ebenso intensive Druckerscheinungen sowohl in Betreff der Schichtstellung, als der Veränderung der Gesteine eintreten, wie in den Alpen.[138]

f. Uebersicht. Nun ist das östliche Ende des grossen zerbrochenen Gebirgsbogens des mittleren Europa erreicht. Seinen Aussenrand sieht man von der Schaarung bei Valenciennes an bis an den Rhein, und nachdem er diesen in der Sigmoide überschritten hat, noch eine Strecke weit an der Ruhr; seine weitere Fortsetzung im Osten liegt in den niederschlesisch-mährischen Kohlenflötzen. Es folgt gegen Innen eine breite, vorherrschend devonische Zone in den Ardennen und am Rhein bis zum Südrande des Taunus, im Harz und in den entfernteren Theilen der Sudeten. Die noch weiter gegen Innen gelegenen Zonen bestehen sehr vorherrschend aus krystallinischen Felsarten; sie sind durchzogen von enger gefalteten Zonen von Silur, Devon und Culm und bilden die Rheingebirge vom Taunus bis zum südlichen Ende des Schwarzwaldes, das Fichtelgebirge und Erzgebirge mit dem Franken- und Thüringerwalde, das Riesengebirge und einen Theil der Sudeten.

Dieser Bogen ist wie das armoricanische Gebirge hauptsächlich gegen den Schluss der Carbonzeit, jedenfalls vor dem Rothliegenden, aufgefaltet und zu verschiedenen Zeiten zerbrochen worden. Aber auch hier sind posthume Bewegungen eingetreten, und diese zeigen sich am deutlichsten in den cretacischen Mulden der Sudeten. Grosse Transgressionen über die Falten beginnen bereits im Obercarbon, so z. B. im Kohlenreviere an der Saar.

Die höchsten Gipfel dieses alten Gebirges lagen wahrscheinlich an der Stelle der Ballons der Vogesen, im südlichen Schwarzwalde, auf der Linie von da zum Erzgebirge, auf diesem und an

der Innenseite des sudetischen Bruchstückes. Nirgends aber treten die Umrisse einzelner alter Gebirgskerne so deutlich hervor als vor dieser Hauptlinie, in der Münchberger Gneissmasse bei Hof und in dem sächsischen Granulitgebirge. Es ist daher entsprechend, dass in dem Lande der Varisker, dem Vogtlande, der Name des die meisten deutschen Horste umfassenden Gebirges gewählt werde, und es wird dasselbe nach der Curia Variscorum (Hof in Bayern) das variscische Gebirge genannt werden.

g. Die mitteleuropäische Schaarung. An früherer Stelle (I, S. 544) haben wir die Indischen Schaarungen kennen gelernt. Die Bogen des Himalaya und jene des Hindu Kusch sind wie zwei zähe Ströme in sich wiederholenden Riesenfaltungen gegen SW. und gegen SO. bewegt, und sie berühren sich in einer Linie, welche im Süden durch den Fluss Jhelum bezeichnet ist und welche mit einer Richtung, welche von der nördlichen nur wenig gegen O. abweicht, sich weit in das Gebirgsland hinein verfolgen lässt. Wir sehen ferner, dass die Falten des vorliegenden tertiären Landes ähnliche Linien verfolgen, wenn auch der einspringende Winkel des Aussenrandes etwas stumpfer ist als die Begegnungen im Innern des Gebirges.

Jetzt ist die Schaarung der armoricanischen mit den variscischen Falten aufzusuchen. Während in den asiatischen Hochgebirgen die Unwegsamkeit des Landes das grösste Hinderniss einer schärferen Erkenntniss der Sachlage bildet, gibt es hier Schwierigkeiten anderer Art. Weithin ist das Gebirge völlig abgetragen, so dass kaum eine Spur der früheren Gestaltung der Oberfläche zu erkennen ist, und auf dem nun vorliegenden Grundplane müssen die wahren Structurlinien, welche in der Regel als lange, abradirte Falten oder als diesen parallele, sehr lange Längsbrüche erscheinen, sorgfältig ausgeschieden werden aus vielen anderen verschiedenartigen Structurlinien zweiter Ordnung oder gar blossen Gestaltungen der Oberfläche, welche häufig als bezeichnend angenommen worden sind. Es wird bei der Aufsuchung der Himmelsrichtung der sogenannten Gebirgssysteme bald die Richtung intrusiver Granitkerne, bald jene von vulcanischen Reihen, bald jene der Randbrüche der Horste, oft selbst von Rücken, welche durch die Erosion gebildet wurden, oder gar der Wasserscheiden

in Vergleich gezogen. Aber es ist selbstverständlich, dass in gefalteten Gebirgen nur die Faltungen selbst und die streichenden Brüche oder Wechsel, von denen sie begleitet sind, massgebend sein können, und ebenso selbstverständlich ist es, dass auf tief abradirtem Gebirge die archaischen Felsarten vorherrschend die Oberfläche bilden, von den einstens aufgelagerten sedimentären Schichten aber nur die innersten keilförmigen Enden der wichtigsten Synclinalen erhalten sein können.

Es ergibt sich hieraus, dass die sehr langen, eingeklemmten Streifen von Silur, Devon, Culm und Carbon, welche da und dort in den archaischen Regionen angetroffen werden, wahre Leitlinien für die Ermittlung des Verlaufes der vormaligen Hochgebirge sind.

Dort, wo die Schaarung der inneren Zweige der beiden alten Gebirgsbogen des mittleren Europa gesucht werden sollte, erhebt sich das französische Central-Plateau. Diese ausgedehnte und vorherrschend aus Gneiss und Granit aufgebaute Masse endet im Osten gegen das Thal des Rhône und der Saône mit einem langen, von N. gegen S. laufenden Abhange, welcher, wie wir bald sehen werden, die Structur der Masse schräge durchschneidet und daher ein Bruch ist. Aus der Gegend von Valence und von Privas, wo ein grosser Basaltstrom von der Höhe zum Thale herabfliesst, wendet sich der Umriss des Central-Plateaus gegen SSW. bis in die Nähe von le Vigan am oberen Hérault und noch weiter, wenn man die Montagne Noire einbegreift, bis Carcassone, erstreckt sich dann von hier gegen NW. und zieht, mit einer Ausbuchtung gegen Figéac, O. von Perigueux vorüber, wendet sich in weitem Bogen um Limoges und dann ONO. über St. Amand gegen Avallon an der N. Spitze des Morvan.

Dieser Umriss ist von drei grossen Buchten unterbrochen. Zwei derselben liegen nahe aneinander und entsprechen den Thälern der Loire und des Allier; die erste scheidet den Morvan ab; beide sind von einander durch einen spornförmigen Gebirgszug getrennt, den Forez. Wir haben bereits erwähnt, dass der nach N. vortretende Morvan von Senkungsbrüchen umgeben ist (I, S. 267); er ist dem Cotentin und dem Thüringerwalde zu vergleichen. Die beiden Flussthäler zur Rechten und zur Linken des Forez sind

erfüllt mit jungtertiären Süsswasserbildungen und, namentlich am Allier, mit den Producten junger Vulcane.

Die südliche Bucht ist von anderer Beschaffenheit. Sie öffnet sich nordwestlich von Montpellier zwischen le Vigan und Lodève und reicht mit unregelmässigem Umrisse im NO. bis Mende, im NW. in die Region zwischen Lot und Aveyron. Von Gneiss und Granitbergen umgeben, wird diese Region von jurassischen Kalkbergen gebildet, von welchen die Mehrzahl den Namen ‚les Causses' trägt. Das Plateau de Larzac umfasst den südlichen Theil derselben. Die ganze Region der Causses wird in der Regel als ein ‚jurassischer Golf' angesehen, und man betrachtet die Cevennen und die Montagne Noire als die Ufer dieses Golfes.[139] Vor dieser Auffassung sollten aber schon die steilen und nackten, blossliegenden Schichtenköpfe der Causses, sowie die zahlreichen Verwerfungen warnen, von denen sie durchzogen sind. Es sind die Causses nur ein gesenktes Stück jener ausgedehnten mesozoischen Decke, welche einstens einen grossen Theil des Central-Plateaus bedeckte, und welche hier erhalten geblieben ist. So erklärt es sich auch, dass z. B. auf dem Gipfel des Souquet in den Cevennen in der Seehöhe von 1300 M. eine Keuperscholle bewahrt geblieben ist.[141]

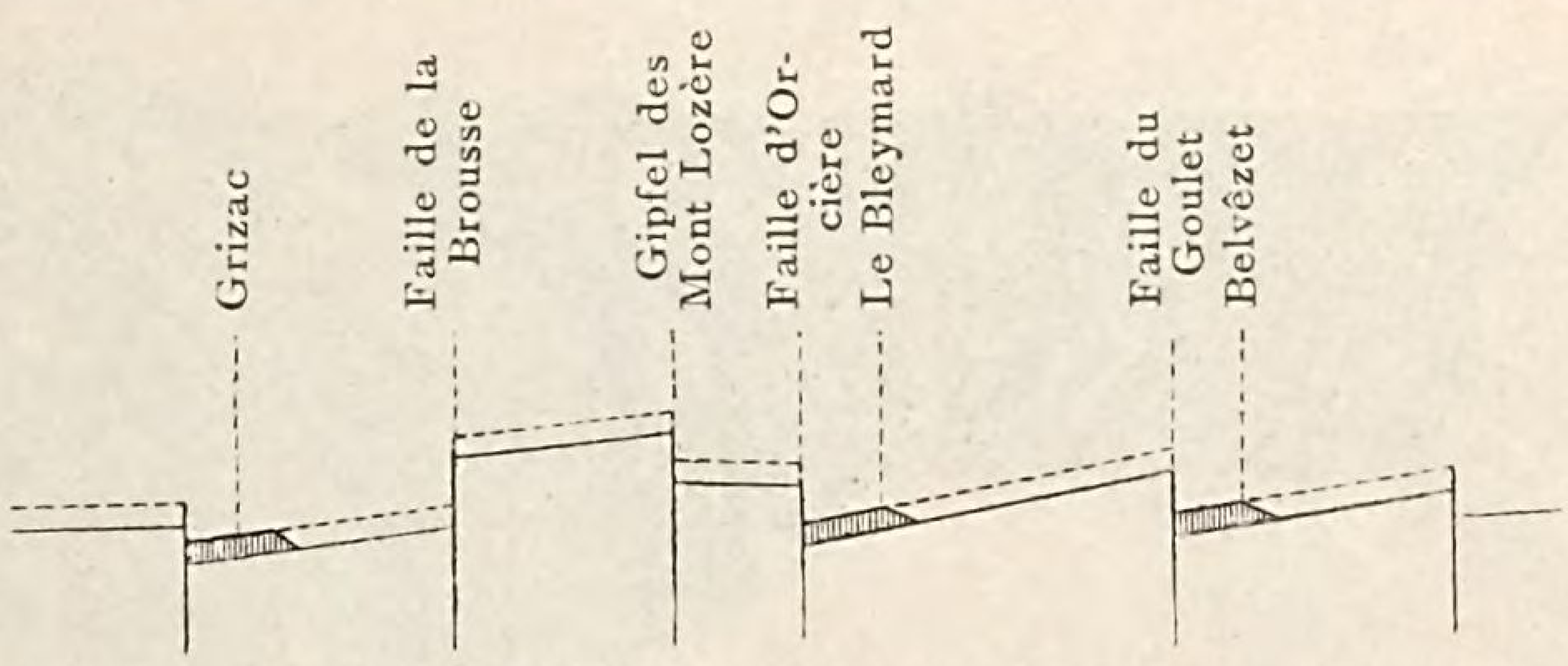


Fig. 11. Schematisches Bild der archaischen Unterlage und der mesozoischen Schollen auf dem Mt. Lozère nach Fabre.[140]

Während auf diese Art im NO., O. und S. das Central-Plateau durch Bruchlinien umgrenzt ist, sieht man sein äusserstes westliches Ende unter die Niederung von Poitiers tauchen, und an so vielen Orten ist die archaische Unterlage zwischen diesem westlichen Ende und dem gegenüberliegenden südöstlichen Theile der archaischen Höhen der Vendée und Deux Sêvres bei St. Maixent sichtbar, dass offenbar nur eine geringe Ueberdeckung das Central-Plateau von der Masse der Bretagne oberflächlich scheidet.

Vulcanische Massen, der Mezen und die Auswurfstellen zwischen Loire und Allier, der Cantal, Mont Dore und die Vulcane bei Clermont sind dem Central-Plateau aufgesetzt, aber sie bleiben

hier, wo die Richtung der schaarenden Falten zu suchen ist, ausser Betracht.

Wir beginnen im Westen.

Ein besonders mächtiger Zug von Gneiss und Granit zieht in südöstlicher Richtung vom Morbihan über Nantes gegen Partenay und St. Maixent. Dieser ist es offenbar, welcher unter Poitiers sichtbar wird und sich in das Central-Plateau fortsetzt. An dem Nordrande dieses Zuges sieht man einen ununterbrochenen, über 100 Kilom. langen Zug von devonischen und von Anthrazit führenden Culm-Schichten eingeklemmt in das alte Gebirge. Er beginnt bei Nort, N. von Nantes, beschreibt, dem armoricanischen Bogen entsprechend, eine leichte Krümmung gegen N., wird bei Chalonne schräge von der Loire durchschnitten, und erreicht bei Doue, SW.

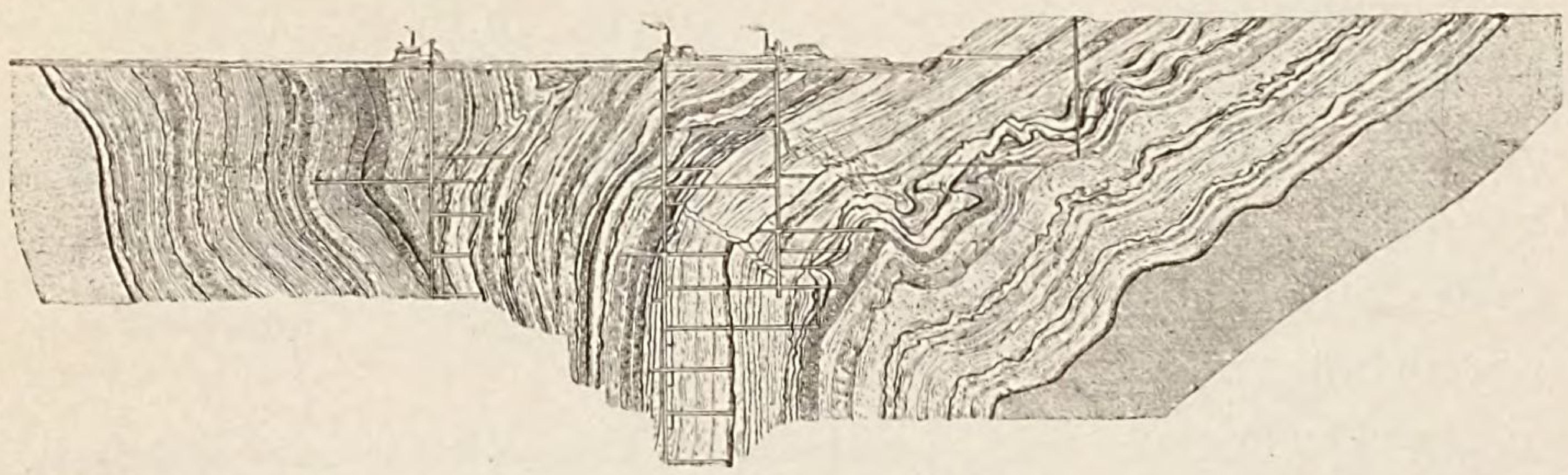


Fig. 12. Durchschnitt der Anthrazit-Gruben von Chalonnes an der unteren Loire, nach Fagès.[142]

von Saumur, den Aussenrand des Horstes. In diesem langen und schmalen Zuge ist die Zerknitterung der Schichten so gross, dass dreimal derselbe Horizont des Culm, auf sich selbst zurückgekrümmt, in demselben Querprofile sichtbar werden kann, und die Wechsellagerung von Devon- und Anthrazitflötzen durch lange Zeit als erwiesen galt. Die Schichten fallen in den wichtigsten Aufschlüssen steil convergirend zur Tiefe. Dies ist das Bild des zerdrückten Endes einer Mulde, wie es in den äussersten Zuständen der Klemmung und Walzung in den Schweizer Alpen sich ausbildet. Dort ist es Jurakalk in Gneiss, hier Devon und Culm; der tektonische Vorgang ist aber derselbe, und darum stellt der Anthrazitzug an der unteren Loire eine Leitlinie eines äusserst heftig gegen N. gefalteten und ohne Zweifel einst auch sehr hohen Kettengebirges vor.

Südlich von dem früher erwähnten Granit- und Gneisszuge liegt bei Chantonnay und Vouvant das Kohlengebiet der Vendée; es ist in den Gneiss eingesenkt, etwa 60 Kilom. lang, streicht gleichfalls gegen SO. und ist, mitten im alten Gebirge, seiner ganzen Länge nach von einem isolirten Streifen jurassischer Sedimente begleitet. Grand-Eury stellt es in das mittlere Carbon. Burat weist darauf hin, dass die Richtung dieser Carbonscholle zusammenfalle

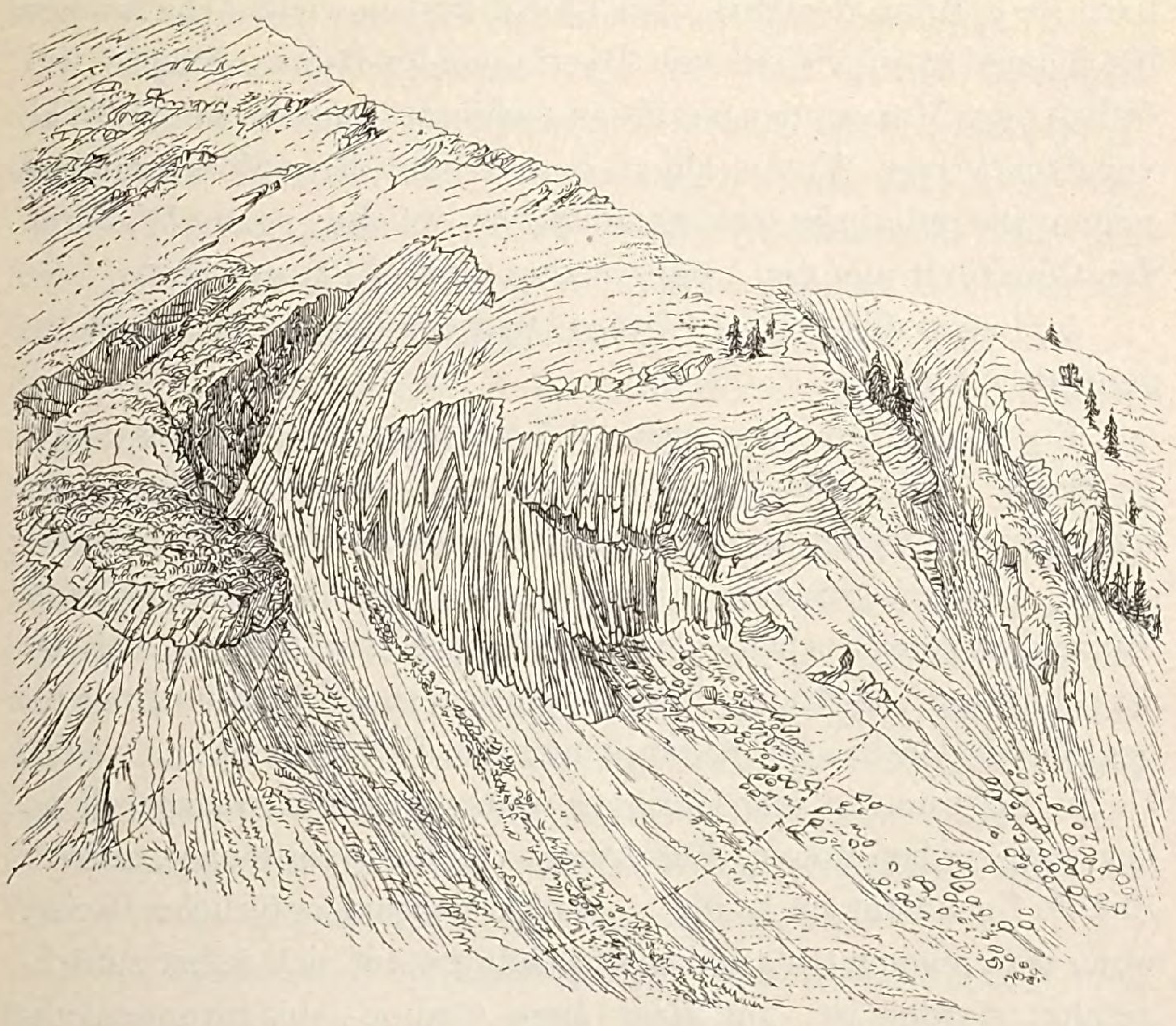


Fig. 13. Einklemmung von Jurakalk im Gneiss zu Färnigen im Meienthal, nach Baltzer.[143]

mit dem südwestlichen Rande des Central-Plateaus, welches von einer Reihe kleiner Carbonvorkommnisse begleitet ist, die alle, diesem Rande entsprechend, gegen SO. streichen und endlich ihre weitere Fortsetzung in dem Kohlenrevier von Aubin finden, welches quer auf der Verbindung der Montagne Noire mit dem Central-Plateau liegt und bis in die Region der Causses hineinstreicht.[144]

Hienach wäre der SW. Rand des Central-Plateau's als eine der armoricanischen Leitlinien anzusehen, aber da nach Grand-Eury diese Vorkommnisse jünger sind als das Carbon der Vendée, auch die Entfernung beider Gruppen eine grosse ist, mag diese Frage unentschieden bleiben.

Sehr deutlich ist das Erscheinen von variscischen Leitlinien in dem Central-Plateau. An zahlreichen Stellen ist westlich von den Vogesen das Urgebirge unter der mesozoischen Decke sichtbar, so z. B. an der Mosel bei Epinal und in vielen Thalfurchen bis hinaus in die Nähe von Bourbonne-les-Bains. Ebenso tritt östlich vom Morvan der Granit an mehreren Punkten in der Nähe von Sombernon, W. von Dijon, hervor, und diese Vorkommnisse zeigen eine unterirdische Verbindung an, welche gegen SW. durch den Côte d'Or von den Vogesen zum Central-Plateau läuft.

Im Innern des Central-Plateaus tritt eine lange Linie als massgebend hervor.

Bei Decize an der Loire wird zwischen zwei Verwerfungen ein Stück Carbon im Flachlande sichtbar. Es ist der Vorläufer einer langen Reihe von zusammenhängenden Kohlenvorkommnissen, welche bei Souvigny am N. Rande des alten Gebirges auftritt und ununterbrochen sich bis Pléaux, S. von Mauriac, S. von der Dordogne, fortzieht. Diese Linie ist 160 Kilom. und mit Inbegriff von Decize 220 Kilom. lang; ihre Richtung ist N. 16° O.; Decize liegt um ein sehr Geringes weiter gegen O., entsprechend dem variscischen Bogen. ‚Diese merkwürdige Anordnung', schrieb Elie de Beaumont im J. 1841, ‚erklärt sich auf natürliche Weise, wenn man annimmt, dass das alte Gebirge auf sich selbst zurückgefaltet worden ist, und dass diese Carbon-Ablagerungen nur Reste eines sehr viel weiter ausgebreiteten Kohlengebirges sind, die erfasst wurden von der Falte, welche auf der Oberfläche der alten Felsarten gebildet wurde.'[145] So konnte damals nur ein weitblickender Meister urtheilen, und so sehen wir nun eine lange variscische Leitlinie, bis in die entfernteren südlichen Theile des Central-Plateaus sich erstreckend.

Bei der weiteren Betrachtung des Kohlengebirges des Central-Plateaus ist nun zu berücksichtigen, dass an verschiedenen Theilen des Umkreises, so z. B. rings um den Sporn des Morvan[146] und auch

gegen Süd Schollen von Carbon vorhanden sind, welche hoch aufgerichtet in den Randbrüchen, und zwar theils in kleinen Gräben und theils als die Grundlage der abgesunkenen Randschollen auftreten, ganz wie am Rande des Harzes und bei Goldkronach an dem Querbruche des Fichtelgebirges. Zu diesen Randschollen dürfte am Ostrande wohl auch das zum Theile permische Revier von Autun gehören. Für die Kenntniss der inneren Structur des Gebirges können jedoch nur jene Zonen massgebend sein, welche innerhalb des Gebirges selbst bestimmte Linien verfolgen.

Schon vor vielen Jahren waren die französischen Geologen der Ansicht, dass innige Beziehungen bestehen zwischen dem älteren Gebirge der Vogesen und des Central-Plateaus. Im J. 1856 hob Coquand hervor, dass die kleine granitische Masse der Serre bei Dôle ein wahres Verbindungsglied zwischen beiden Gebirgen sei, und dass eine zusammenhängende Dislocationslinie von dem S. Ende der Vogesen sich bis in das Central-Plateau verfolgen lasse.

Um dieselbe Zeit bemerkte Fournet, dass die Axe des Mont Saint-Vincent, eines archaischen Gebirgszuges, welcher mit NO. Streichen W. von Chalons-sur-Saône das Thal der Saône erreicht, zwischen dem Doubs und dem Oignon über Dôle sich verfolgen lasse bis in die Nähe von Belfort, und dass die Erschütterungen, welche die Gebirgsfalten in Saône-et-Loire erzeugten, höchst wahrscheinlich über die Serre bei Dôle ihre Wirkungen erstreckt haben bis Giromagny in den Vogesen. Fournet nennt eine ‚chaîne Cébenno-Vosgienne‘ im Gegensatze zu dem Juragebirge und dem Esterel und sogar im Gegensatze zum Schwarzwalde.[147]

Das Streichen dieser Linie ist SW. Zwischen Giromagny und Belfort bildet eine Scholle von Rothliegendem das südliche Ende der Vogesen. Sie ist bei Ronchamps von einem geringen Auftreten von Carbon begleitet, wie die Randschollen des Morvan, des Harzes und so vieler anderer Horste. Aus dieser Gegend zieht sich eine Reihe von Verwerfungen gegen SW., welche auf eine lange Strecke zwischen den jurassischen Tafeln eine Zone der Trias sichtbar werden lassen. Weiter gegen SW., auf dieser ganzen Strecke zufälligerweise die europäische Wasserscheide bildend, trifft diese Dislocation oder Reihe von Dislocationen mit dem steileren SO. Rand der Granitkuppe der Serre, und noch weiter gegen SW.

mit einer Gruppe grosser SW. laufender Störungen zusammen, welche in der Länge von 60 Kilom. die südliche Fortsetzung des Morvan schräge durchschneiden und von dem Thale der Saône hinüberstreichen in das Thal der Loire. Diese SW. Linien umfassen die wichtigen eingeklemmten Carbonzonen von Blanzy und Créuzot, welche durch eine Grabenversenkung zwischen parallelen SW. Brüchen getrennt sind, in welcher das Carbon den Bohrungen zufolge mehr als 800 M. tief gesenkt worden ist. Diese Linien erreichen bei Digoin das Thal der Loire, und in derselben Richtung befindet sich jenseits des Thales ein weiteres Vorkommen bauwürdiger Flötze bei Bert, welches mit demselben SW. Streichen eingesenkt ist, quer auf die Richtung des nördlichsten Theiles des Forez. Allerdings hat nun Grand-Eury gezeigt, dass die Flötze von Bert nicht carbonischen, sondern permischen Alters seien, dass sie also nicht die unmittelbare Fortsetzung der Flötze von Blanzy und Créuzot seien, aber die Uebereinstimmung der Lage ist so gross, dass wir sie als die Fortsetzung des permischen Hangendgebirges der grossen Carbonzüge des rechten Ufers der Loire ansehen müssen.[148]

Die Länge dieser Dislocation von Bert bis an das S. Ende der Vogesen beträgt aber etwa 280 Kilom.

Es ist wichtig zu bemerken, dass diese Linie, welche auf der geologischen Karte leicht zu verfolgen ist, in den Vogesen das S. Ende, an der Serre den Randbruch des kleinen Horstes bildet und dann mitten in die Masse des Central-Plateaus sich einschneidet. Sie ist, wie aus den kurzen vorstehenden Angaben zu entnehmen ist, jedenfalls der Hauptsache nach von nach-permischem, in ihrem NO. Theile sogar von nach-jurassischem Alter, aber ihre Beziehungen zu den gefalteten Carbonzonen der Sâone-et-Loire deuten darauf hin, dass die heutige Dislocation mit dem ursprünglichen Streichen des Gebirges übereinstimme, und dass sie eine wahre streichende Dislocation sei, wie der grosse Bruch von St. Avold im Saargebiete.

Elie de Beaumont bezeichnet die S. Fortsetzung des Morvan als die Kette des Tarare. Obwohl gegen Ost durch den grossen Bruch gegen das Rhônethal abgebrochen, ist sie doch aus Felsarten zusammengesetzt, welche gegen SW. streichen, und enthält sie Zonen von paläozoischen, zum Theile anthrazitführenden Schichten,

welche dieselbe Richtung verfolgen.[149] Auch das Kohlenrevier von St. Etienne liegt quer auf dem Gebirge und in nicht wesentlich abweichendem Streichen.

Es ist nicht nothwendig, weitere Einzelheiten anzuführen. Die Linien Decize-Souvigny-Montaigu-Mauriac und Belfort-Serre-Blanzy-Digoin-Bert, sowie das allgemeine Streichen der Gesteinszonen des Morvan und des Tarare beweisen, dass der ganze östliche Theil des Central-Plateaus sammt den vulcanischen Gebieten und bis hinab an die Dordogne dem variscischen Bogen zufällt, und dass die Bogenzüge gegen die Tiefe der Schaarung die Neigung zu spitzerem Winkel zeigen, also zu schärferer Beugung aus SW. gegen SSW.

Nicht so klar ausgesprochen ist der Eintritt des armoricanischen Streichens in das Central-Plateau, doch lässt die Lage der Gebirgszüge der Vendée und ihre sichtbare Fortsetzung unter Poitiers kaum Zweifel darüber, dass der kleinere westliche Theil des Central-Plateaus hieher zu zählen ist.

Fügt man nun die gefundenen Bruchstücke an einander, so zeigt sich, dass die Schaarung der armoricanischen und der variscischen Züge mitten durch Frankreich läuft. Die Schaarung der überfalteten Aussenränder erfolgt zwischen Douai und Valenciennes. Weiter gegen Süden mussten vor Zeiten diese Gebirgszüge wenig östlich von Paris einander begegnen, und die inneren Aeste trafen sich unter spitzerem Winkel viel weiter im Süden, im Quellgebiete der Dordogne.

Die alten Hochgebirge sind abgehobelt, zerbrochen und versenkt. Mit Mühe verfolgen wir in den eingeklemmten Enden der Mulden die Lage jener grossen Falten, aus welchen sie aufgebaut waren. Auf den Trümmern aber ist in SO. England und in N. Frankreich die alte faltende Kraft nach dem Zusammenbruche wieder erwacht und hat die posthumen Faltenzüge des Weald, der Insel Wight und des Pays de Bray erzeugt, und auf dem alten Gebirge sind im Osten die cretacischen Synclinalen der Sudeten gebildet worden. In Mitteleuropa ist eine andere Erscheinung aufgetreten. Auch hier sind jüngere faltende Bewegungen in den alten Richtungen wieder hervorgetreten. Aber diese haben nicht auf den alten Bogenstücken sich geäussert, sondern sind vielmehr

von den steilen Bruchrändern der nicht oder weniger tief versenkten Schollen gestaut worden. So laufen die nur wenig von der variscischen Richtung abweichenden Bogenfaltungen des Jura an dem S. Ende der Vogesen vorüber, um von der Serre aufgehalten zu werden, und jenseits der Serre liegt jurassisches Tafelland.[150] In gleicher Weise ist der Verlauf des ganzen Aussenrandes der Alpen vorgezeichnet durch die Lage der vorliegenden Schollen.

Wir sehen auf der Karte Europas noch mehr. Der heutige Gegensatz der Pyrenäen und der Alpen ist derselbe, welcher einstens zwischen dem armoricanischen und dem variscischen Gebirge bestand.

Die Kenntniss von den Beziehungen der Alpen zu den Pyrenäen hat jedoch in der letzten Zeit durch die Bemühungen französischer Forscher und insbesondere durch Marcel Bertrand's Arbeiten in der Provence wesentliche Fortschritte gemacht, welche manche bisherige Auffassung berichtigen, und deren wichtigstes Ergebniss in dem von Bertrand geführten Nachweise besteht, dass die hyerische Masse (I, Taf. III, I) nicht ein dem Central-Plateau vergleichbarer stauender Horst, sondern ein Theil eines selbständigen nordwärts bewegten Faltengebirges ist.

Wir wollen aber nun auf der Karte von Carez und Vasseur den Bau der äusseren Falten von Genf gegen das Meer verfolgen.[151]

Zunächst mag erwähnt sein, dass nach Bourgeat's Angabe die Faltungen des Juragebirges zwischen dem Thale des Ain und dem Genfer See, möglicher Weise unter dem stauenden Einflusse der Serre bei Dôle, siebenmal hintereinander Ueberstürzung der Schichten zeigen.[152] Dann nehmen diese Faltungen südwärts, indem die Curve des Juragebirges allmälig ausflacht, gegen den See von Bourget fast meridionales Streichen an, aber schon von Chambéry an wenden sie sich wieder gegen SSW., d. i. sie dringen wieder gegen die Ebene des Rhônethales vor, und die Veranlassung hiezu liegt im Innern des Gebirges, in dem starken Hervortreten der mächtigen Granitmasse des Pelvoux. Immer breiter wird der Bogen, in welchem die Falten um den Pelvoux herumschwenken; aus SSW. wird ihr Streichen wieder NS., dann SO., endlich erscheinen im Süden des Pelvoux rein von Ost gegen West streichende Züge, welche fast senkrecht stehen auf die Hauptrichtung

der Alpen und welche doch nur der selbständigen südlichen Umwallung dieser Masse entsprechen. Diese Querzüge, zu welchen der Ventoux und die Montagnes de la Lure gehören, schliessen nicht wieder an den Aussenrand der Hauptkette der Alpen. Eine tiefe Bucht von miocänen Ablagerungen, welche W. von Digne in das Gebirge eingreift, bezeichnet noch schärfer die Selbständigkeit des Pelvoux, und jenseits derselben beginnen in neuem, auch vorwaltend südwärts blickendem Bogen die Aussenfalten der Masse der Seealpen, welche, dicht gedrängt, endlich bei Nizza unter neuer Beugung des Streichens gegen Süd das Meer erreichen.

Wir sehen also zuerst den Bogen des Jura auslaufen in der Nähe des Sees von Bourget. Dann sehen wir die Umwallung des Pelvoux selbständig vortreten und gegen Süden mit Querketten abschliessen und erinnern uns, dass der Pelvoux das Endglied jener granitischen Aussenkette ist, welche vom Mont Blanc herzieht. Dann endlich tritt der Aussenrand der Seealpen hervor, auch von Querketten begleitet, und diese wenden sich gegen SSO. und S. zum Meere.

Aus dieser Anlage ergibt sich selbstverständlich ein ziemlich verwickelter Bau der einzelnen Höhenzüge. Von der Querkette Ventoux-Lure haben Leenhardt und Kilian in neuerer Zeit Beschreibungen gegeben; sie ist im Wesentlichen ein Sattel, durchschnitten zum grossen Theile von einer streichenden Hauptverwerfung mit abgesunkenem Nordflügel.[153]

Die Kette Ventoux-Lure dacht breit gegen Süden ab, und es folgt südwärts zwischen Dranse und Rhône eine neue Querkette, der Léberon, in dessen westlicher Fortsetzung die Kette der Alpines liegt, welche bei Arles endet.

Das annähernd ostwestliche Streichen hält an bis an die Kette von St. Baume, O. von Marseille, von welcher Bertrand gezeigt hat, dass sie auf eine Strecke von 15 Kilom. völlig gegen Norden überworfen ist. Innerhalb dieser Kette aber, nämlich gegen Süden, folgt eine nochmalige noch gewaltigere Ueberschiebung, welche in der Gegend von St. Cyr beginnt und weiter gegen Ost, bei le Beausset, NW. von Toulon, endlich so weit führt, dass ein völlig zusammengedrücktes Stück der Triasformation über die obere Kreide geschoben ist, mit einer horizontalen Ortsveränderung, welche Bertrand auf

mindestens 6 Kilom. schätzt.[154] Hier befinden wir uns in jenem früher erwähnten selbständigen Faltengebirge, welchem allem Anscheine nach alle Höhen von der Rhônemündung bis Antibes zuzuzählen sind.

Demnach tritt in dem südöstlichen Frankreich eine sehr verwickelte Schaarung ein; es nähern sich nämlich faltende Bewegungen vom Südrande des Pelvoux in der Richtung von N. gegen S., vom Südrande der Seealpen gleichfalls von N. gegen S. und weiter am Var von O. gegen W., dann an dem Aussenrande des hyerischen Gebirges von S. gegen N. und am Var von W. gegen O. Die Folge davon ist Faltung des ganzen Zwischenlandes in sehr verschiedenem Grade, im Grossen aber die Entstehung von Höhenzügen wie die Alpines und der Léberon in den offeneren Theilen der Schaarungsregion, und eine immer dichtere Drängung und Knitterung convergirender Falten in dem Masse, in welchem von Castellane gegen den Var hin der Rand der Alpen und jener des hyerischen Gebirges sich nähern.

Mit Recht sieht Bertrand in den Maures oder dem hyerischen Gebirge nun ein wichtiges selbständiges Mittelglied in dem Raume, welcher die Pyrenäen heute von den Ketten der Alpen trennt. Wir sehen, dass Alpen und Pyrenäen nicht in einfach V-förmiger Schaarung aneinandertreten. Wir sehen ferner, dass an der Südseite des Pelvoux und der Seealpen die sonst gegen Nord gerichtete faltende Kraft der Alpen sich ebenso vollständig gegen Süd zu wenden vermag, wie es an dem Ende der Karpathen, im südlichen Siebenbürgen der Fall ist. Vielleicht gelingt es sogar, in der Schaarung am unteren Var ein neues, wenn auch kleines Beispiel jenes unmittelbaren Gegensatzes der tangentialen Bewegungen nachzuweisen, welcher in so grossem Massstabe zwischen Himalaya und den burmanischen Ketten am Brahmaputra bekannt ist (I, S. 580).

So drängen sich mehrere Bogen im südlichen Frankreich. Den Anschluss der Pyrenäen sehen wir nicht, aber wir sehen die Anlage der Gebirgsketten und die merkwürdige Aehnlichkeit der jüngeren mit den älteren Gebirgen.

Hieraus ergibt sich, dass die vorherrschende tangentiale Bewegung gegen Nord, welche für die Alpen und Pyrenäen aus-

zeichnend ist, für Nord-Europa, so weit die caledonischen Falten reichen, älter ist als das Devon und für ganz Mittel-Europa älter als das Carbon. Die alte Schaarung im französischen Central-Plateau und die Lage derselben zwischen den Alpen und Pyrenäen betrachtend, haben wir sogar das Recht, von den variscischen Alpen zu sprechen und von den armoricanischen Pyrenäen. Wir verstehen darunter den älteren vorpermischen Aufbau.

Auf den Horsten, sagten wir, enthüllt sich ein älteres Europa (I, S. 266). Nun können wir die Hauptlinien desselben verfolgen. Ein grosses gefaltetes Hochgebirge zieht aus dem mittleren Frankreich, aus einer Region, auf deren nördlichem Ende heute Douai und Valenciennes und auf deren südlichem Ende der Oberlauf der Dordogne liegt, gegen NW. und WNW. in bogenförmigen Zügen fort. Es umfasst das westliche und nördliche Frankreich, das südliche England und eine schmale Zone des südlichen Wales und von Irland. In der Bretagne, in Cornwall, an der Bantry-Bay sieht man heute noch die Falten auslaufen gegen den Ocean, welcher die weiteren Trümmer dieses Gebirges bedeckt.

Von derselben Schaarungsregion in Frankreich gehen andere grosse Bogenzüge aus gegen NNO. und NO., umfassen alles heutige Land vom südlichen Ende des Schwarzwaldes bis zu den Flötzen an der Ruhr, den Harz und das Erzgebirge und die Sudeten.

Diese alten Gebirge brechen zusammen und neue Erdfalten treten von Süden an sie heran. Pyrenäen und Alpen wiederholen die alten Richtungen, den stauenden Umrissen der aufragenden Bruchstücke gehorchend. Die Karpathen aber, durch keinen Bruchrand gehalten, treten über das alte Gebirge.

So kömmt es, dass in dem französischen Central-Plateau, in der Schaarung, die Hauptlinien der Structur gegen Süd convergiren, im nördlichen und mittleren Böhmen aber, welches innerhalb des Bogens liegt, gegen Nord, so dass in dem ersteren Falle die bezeichnende Figur V, in der zweiten aber Λ ist. Denn die langen Bruchlinien des böhmischen Silurgrabens, welche uns Krejci kennen lehrte, und die Linie am Fusse des Erzgebirges, sowie die Bruchlinie der Daubrawa bis Elbe-Teinitz und die Verwerfungen am

Fusse des Riesengebirges sind Längslinien im beiläufigen Sinne des betreffenden Bogenstückes.

Fremd und unerklärt bleibt dazwischen das gegen NW. streichende und nach Gümbel gegen NO. gefaltete bojische Gebirgsstück, der bayrische Wald mit dem SW. Randtheile Böhmens und diesem gegenüberstehend das gegen SSW. gerichtete Streichen der grossen Gneissmulde des niederösterreichischen Waldviertels.[155] Ob sie die Spuren einer noch älteren Schaarung sind, oder welches sonst ihre Bedeutung ist, wird die Zukunft entscheiden.

10. Die iberische Meseta. An früherer Stelle wurden, den Auffassungen Mac Pherson's folgend, auf der iberischen Halbinsel drei Elemente unterschieden, nämlich die vorzüglich aus alten Felsarten aufgebaute Meseta, im Süden die gefaltete betische Cordillere und im Nordosten das pyrenäische Faltengebirge.

Das gefaltete Kettengebirge, welches die Nordküste des westlichen Afrika bildet, vollzieht in Marokko eine gänzliche Schwenkung aus OW. in SO.—NW. und endlich in SN. und langt mit diesem nördlichen Streichen an der Meerenge von Gibraltar an. Am Râs Torf (Cabo Negro) und bei Ceuta treten Glimmerschiefer und alter Thonschiefer hervor; westlich davon, oberhalb Tetuan wurden Trilobiten gefunden; dann folgt eine Zone von rothem Sandstein; westlich von dieser setzt die mesozoische Kalkzone des Djebel Mousa sich fort in das Riff von Gibraltar; noch weiter im Westen bildet Flysch das Cap Spartel. Dieser Gebirgsbogen schliesst das Mittelmeer ab, beugt sich in Spanien vollends gegen OSO., streicht mit dieser Richtung fort bis gegen Alicante und bildet den ganzen S. vom Guadalquivir liegenden Theil des Landes. Dieses ist die von grossen Blättern durchquerte betische Cordillere (I, S. 291).

So wie die Faltung der Alpen festgehalten ist durch die Bruchränder der vorliegenden Horste, so ist, wie Mac Pherson in überzeugender Weise dargethan hat, die betische Faltung am Guadalquivir festgehalten und gestaut durch den südlichen Rand der Meseta.[156]

Bei Villa do Bispo an der atlantischen Küste, ganz nahe N. von Cap St. Vincent, wird der südliche Rand der Meseta sichtbar; mesozoische Schichten begleiten ihn im Süden. Er verläuft der

Küste ziemlich parallel, durch Algarve zur Mündung des Guadiana; bis dahin begleitet ihn die mesozoische Zone und von da an erstreckt er sich fast geradlinig gegen ONO. auf eine weite Erstreckung landeinwärts, das nördliche Thalgehänge des Guadalquivir und zugleich weiter im Osten den Südabhang der Sierra Morena bildend (I, S. 380). Die Art, wie dieser Rand am Guadalquivir das Streichen der alten Felsarten der Meseta quer durchschneidet, liess Mac Pherson in demselben mit Recht einen gewaltigen Abbruch erkennen; dies ist der Bruch des Guadalquivir.

Die lehrreiche, von Calderon entworfene Schilderung des Baues der Meseta und Botella's geologische Karte zeigen den polyedrischen Umriss und die eigenthümliche Gestaltung des grossen Horstes.[157]

Der Bruch des Guadalquivir zieht, wie wir eben gesagt haben, aus ONO. her, nähert sich der Mündung des Guadiana und läuft durch Algarve in die Nähe von Cap St. Vincent. Der Culmschiefer welcher im südlichen Portugal diesen SW. Theil der Meseta bildet, sinkt, wie auf der Karte von Ribeiro und Delgado ersichtlich ist, gegen den atlantischen Ocean unter junge Tertiärablagerungen hinab, am Strande selbst nochmals unter denselben hervortretend. Erst weiter im Norden, vom mittleren Alemtejo an, sind die westlichen Umrisse der Meseta deutlicher gezeichnet. Es treten mit schärferen Umrissen ihre gegen NW. streichenden Felsarten in nordwestlichen Rücken, gleichsam in Riaslinien, in das portugiesische Flachland vor, so ganz insbesondere die granitischen Züge von Evora. In der Nähe von Tancos am Tajo beginnt wieder eine scharfe, geradlinige Abgrenzung, welche von hier gegen NNW., nahe O. von Thomar und Coimbra hinläuft und nicht weit südlich von Oporto den Ocean erreicht.[158]

Von dieser Stelle an bilden die Gesteine der Meseta die ganze felsige Küste des Nordwesten bis weit nach Asturien hinüber, wo die Kreidegebirge von Oviedo, dann von Santander und Bilbao mit WO. Streichen den Anschluss finden an die Pyrenäen. Der nordöstliche Rand der Meseta aber ist von einer breiten Zone abgesunkener mesozoischer Schollen begleitet, welche von Cuença bis an den Golf von Valencia und gegen das Cabo de la Náo sich ausbreiten.

Die Eigenthümlichkeiten des Baues dieses grossen Horstes treten vor Allem im Nordwesten hervor. Zum Glücke gibt es eine Reihe ausgezeichneter Arbeiten über diese Gegend, von welchen hier nur jene von Wilhelm Schulz und Ch. Barrois genannt sein mögen. Insbesondere hat Barrois die Grundzüge des Baues von Galicien und Asturien auf eine meisterhafte Weise dargelegt und seiner Monographie entnehme ich das Nachstehende.[159]

In Galicien treten die ältesten Felsarten zu Tage; es ist Glimmerschiefer, grüner Schiefer und Serpentin, auch Gneiss und

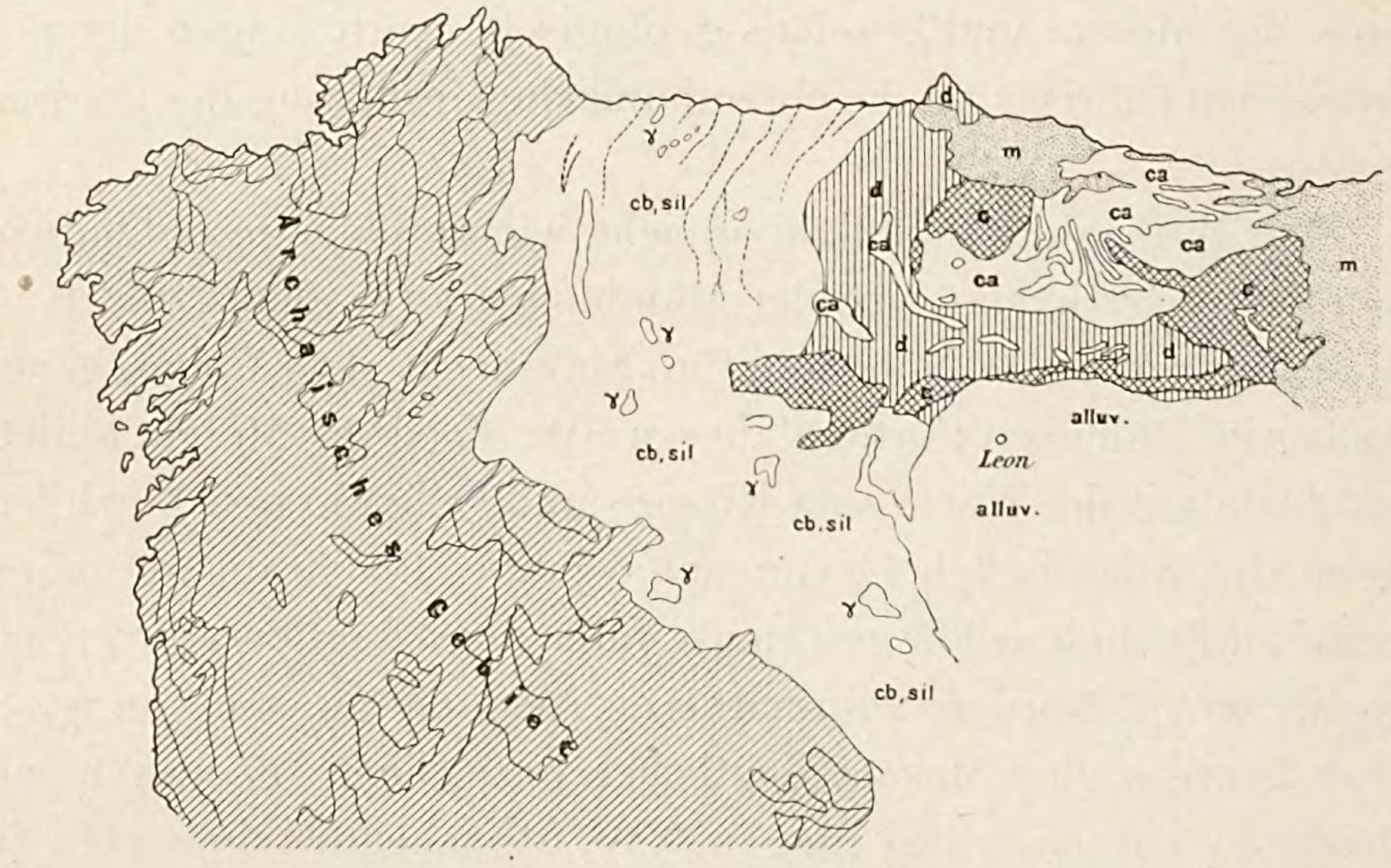


Fig. 14. Die asturische Mulde nach Schulz und Botella.

Zur Linken das archaische Gebiet (Granit, Gneiss, alte Schiefergesteine); hierauf die cambrisch-silurische Zone *cb, sil* mit Granitmassen γ, dann die Devonzone *d* und der eingefaltete Kohlenkalk und Culm *ca* und die Kohlenflötze *c*, welche zum Theile in die Mulde eingefaltet und zum Theile übergreifend gelagert sind; *m* = transgredirende mesozoische Schollen; *alluv.* = junges Flachland von Leon.

intrusiver Granit. Das Streichen dieser Felsarten ist fast NS., doch mit einem leichten Bogen gegen W., und die Neigung der Schichten ist im nördlichen Galicien gegen NW., im mittleren gegen W., im südlichen gegen SW. gerichtet. Die Neigung der Schichten ist also gleichsam unter den Bogen hinein gerichtet. An der Grenze Asturiens beginnen cambrische Ablagerungen, stellenweise von Granitstöcken durchbrochen, welche sich den Bewegungen des Gebirges gegenüber passiv verhalten. Die Neigung der cambrischen Schichten ist durchwegs dieselbe wie jene der älteren Felsarten Galiciens, unter den äusseren Bogen, und die archaischen Gesteine

sind daher über die cambrischen hinübergeschoben. Innerhalb des cambrischen folgt aber mit concordanter Lagerung und gleichem Fallen ein silurischer, diesem ein devonischer, endlich ein carbonischer Bogen, stets in überstürzter Lagerung und bei zunehmender Verengung des Bogens, so dass am Rio de Pervia der nördliche Ast des devonischen Bogens mit NO. Streichen das Meer erreicht und das Carbon zu einer von West gegen Ost streichenden Ellipse zusammengedrückt wird. Es ist also eine gewaltige Beugung eines grossen Gebirges sichtbar und Schuppenstructur innerhalb des Buges. Die ältesten Felsarten bilden den äusseren Bogen im Westen, in Galicien; die carbonischen Ablagerungen, als die jüngsten, liegen in der Mitte des durch Näherung der Schenkel wesentlich verengten Bogens im Osten, in Asturien. Alles ist gegen Innen überschoben. Die Nordschenkel streichen hinaus gegen das cantabrische Meer, und zwar die archaischen Felsarten gegen N. bis NNO., die cambrischen und silurischen gegen NNO. und die devonischen gegen NO.

Diese grosse Einbeugung umfasst die ganze Serie der älteren Felsarten mit Inbegriff des mittleren Theiles der flötzführenden Carbonbildungen. Es ist aber ein bemerkenswerther Umstand, dass die jüngsten Abtheilungen des flötzführenden Carbon ausserhalb dieser concentrischen Mulden, in transgredirender Lagerung auftreten. Allerdings ist auch dieses Carbon nachträglich gefaltet worden, und zwar im gleichen Sinne; Barrois erkennt ‚als eine Thatsache die Wiederholung der gleichen Bewegungen in verschiedenen Epochen‘.[160]

In Oviedo folgt nun in transgredirender Lagerung die ganze mesozoische Serie sammt dem Nummulitenkalke, ostwärts streichend, gegen Nord gefaltet; sie wird als der westlichste Theil der Pyrenäen angesehen und bleibt hier ausser Betracht.

Der äussere Theil des asturischen Muldensystems und insbesondere das galicische Gebirge ist es nun, welches gegen SSO. und SO. hinabzieht in die grosse Meseta. Die zahlreichen Einzelarbeiten der trefflich vorschreitenden spanischen Landesaufnahme lassen erkennen, wie die Gesteine fortstreichen. Freilich liegen stellenweise cenomane Schollen auf dem alten Gebirge, wie in Böhmen, und die Mitte und den Osten der Meseta bedecken weithin

tertiäre Süsswasserschichten; nichtsdestoweniger sieht man Folgendes. Die aus Galicien durch Traz-oz-Montes und Beira Alta herabkommenden Züge sind gefaltetes altes Gebirge, begleitet von vielem Granit. Die Richtung ist SSO. bis SO. Südlich von Salamanca geht in Virgation ein mächtiger Ast gegen O. und ONO. ab. Er besteht hauptsächlich aus Granit und Gneiss und bildet die Sierra de Gredos und Sierra de Guadarrama. Die anderen Züge aber streichen gegen SO. weiter und bilden zahlreiche fast parallele Faltenzüge von grosser Länge, dicht gepackt, in vielen Fällen leicht convex gegen SW. Sie bestehen aus archaischen und paläozoischen Gesteinen, mit Einschluss eines Theiles des Carbon, wie in Asturien. Der Verlauf dieser Bogen wird wohl am besten durch eine Linie bezeichnet, welche von Oporto gegen SO. über Alcantara, dann ein wenig W. von Cáceres, über Don Benito, dann in flacher Curve über Pozzoblanco zur Sierra Morena gezogen würde. Diese Linie ist durch lange granitische Züge besonders ausgezeichnet. Mit solchem, im Allgemeinen gegen SO. gerichtetem Streichen langen die Faltenzüge der Meseta an dem Guadalquivir an, wo sie quer abgebrochen sind, wie wir früher sahen.

Die Granitzüge in diesem heftig gefalteten Gebirge sind nach Mac Pherson's Ansicht zum grössten Theile während der Carbonformation hervorgedrungen. Ein jüngerer Theil des Carbon liegt auch hier discordant auf dem gefalteten Gebirge wie in Asturien, und es fällt daher die wesentliche Anlage auch dieser Gebirgstheile wie jene des armoricanischen und des variscischen Gebirges in die oberen Abtheilungen des Carbon.

Diese gegen SO. streichenden Faltenzüge setzen sich nun in das südliche Portugal fort und umfassen den ganzen Südwesten der Meseta. Sie sind es, von welchen früher erwähnt wurde, dass sie mit NW. Streichen in das portugiesische Flachland in Alemtejo vortreten wie der Granit von Evora. Weiter im Süden wendet sich die Richtung des Streichens etwas mehr gegen WNW., und im südlichen Alemtejo, zwischen Beja und Mertola, wo nach Delgado das herrschende Fallen gegen NO. gerichtet ist, scheint demnach Schuppenstructur einzutreten.

In der spanischen Provinz Huelva liegt der berühmte Bergbau von Rio Tinto; das Streichen ist N. 70° W. und von hier aus

lassen sich nach demselben Beobachter die Kupferkiese auf eine Strecke von 145 Kilom. bis Aljustrel in Portugal verfolgen, wobei sich das Streichen allmälig zu N. 50° W. krümmt. Zählt man aber noch die Kiese von Caveira bei Grandola hieher, so beträgt die Länge des Zuges 183 Kilom.[161]

Diese grossen Bogen der südwestlichen Meseta scheinen in der That gegen SW. gefaltet zu sein, und auf sie ist daher Mac Pherson's Angabe anwendbar, dass ein beträchtlicher Theil der Gebirgszüge der iberischen Halbinsel nicht wie die Alpen gegen Nord, sondern wie die nordafrikanischen Faltenzüge gegen Süd bewegt sei.

Wir sehen uns nun vor eine Anzahl der schwierigsten Fragen gestellt.

Zunächst betrachten wir das Verhältniss zur betischen Cordillere.

Mit SO. Streichen langen die älteren Falten an dem Bruche des Guadalquivir an; die betischen Falten streichen fast quer auf diese, gegen ONO. Gerade so nähern sich die Karpathen den Sudeten mit querstehender Streichungsrichtung. Hier am Guadalquivir wird es aber ganz klar, dass nicht die Richtung der älteren Falten, sondern die Richtung ihres Bruchrandes bestimmend wird für den Verlauf der nachfolgenden, jüngeren Falten. Es ist dasselbe Ergebniss, zu welchem vor vielen Jahren Beyrich in den Sudeten gelangt ist.

Nun werfen wir einen Blick auf die Lage der asturischen Mulden.

Diese Mulden mit Schuppenstructur, welche unter die äusseren Bogen gekehrt sind, bezeichnen jedenfalls die Umbeugung eines Faltengebirges. Die äusseren Bogen des südlichen Schenkels sind es, welche wir von Oporto bis an den Guadalquivir und durch Alemtejo bis in die Nähe des Cap St. Vincent verfolgt haben. Gerade so beugt sich aber das jüngere gefaltete Gebirge in Gibraltar von Afrika herüber, um die betische Cordillere zu bilden, und wenn wir im Stande wären, in einer Tiefe von einigen Tausend Fussen unterhalb des westlichen Endes des Mittelmeeres einen horizontalen Schnitt zu führen, so würden wir wahrscheinlich eine ähnliche Anordnung der Gesteine finden wie in den asturischen Mulden. Die

Schichten laufen zwischen Ceuta und Tanger von S. gegen N., senkrecht auf den Meeresarm von Gibraltar, gerade wie die Felsarten im westlichen Galicien, nur dass hier mehr von den äusseren und nichts von den inneren Gesteinsbogen zu sehen ist, während im Norden nur die inneren Bogen gesehen werden.

Da wir nun wissen, dass das nordafrikanische Gebirge nur der letzte der zahlreichen Bogen ist, welche die südliche Grenze Eurasiens bezeichnen, und dass diese Grenzbogen es sind, welche in Europa die für Asien bezeichnende Beugung und Faltung gegen Süd beibehalten, zeigt sich folgendes Ergebniss:

Die Beugung des westlichsten eurasiatischen Gebirgszuges aus der nördlichen und die südliche Faltungsrichtung vollzieht sich heute bei Gibraltar, aber es wurde bereits gegen den Schluss der Carbonzeit ein anderes grosses Gebirge aufgefaltet, welches dieselbe Umbeugung aus der nördlichen in die südliche Faltungsrichtung an der Stelle der asturischen Mulden, d. i. um 8 Breitegrade nördlich von der heutigen Umbeugung vollzog.

Dieses alte Gebirge wurde seither abgehobelt und ist zerbrochen, und der neue Bogen wurde am Guadalquivir gehemmt durch den Bruchrand. Noch viel deutlicher als in Mitteleuropa tritt der wiederholte Aufbau des Welttheiles nach dem alten Plane hervor. Aber während dem armoricanischen Bogen die Pyrenäen, dem variscischen die Alpen einfach durch die Andauer der nordwärts gerichteten faltenden Kraft innerhalb des Rahmens der Bruchstücke gefolgt zu sein scheinen, stehen wir hier vor einem ganz neuen Räthsel. Denn es ist nicht einem alten Gebirge ein neues, gleichsinnig gefaltetes nachgefolgt, sondern einer alten Umbeugung eine neue Umbeugung. Die Region der Umbeugung wurde gegen Süd verlegt, und es folgen nicht wie etwa vom Schwarzwald gegen den Jura auf NNW. bewegte Falten wieder NNW. bewegte Falten, sondern es bildet an dem Bruche des Guadalquivir der gegen SW. gefaltete Schenkel des alten Gebirges die Meseta, während ihm der gegen NNW. gefaltete Schenkel der betischen Cordillere entgegensteht.

Sehr nahe liegt die Frage, ob das alte iberische Gebirge nicht ein Stück des armoricanischen Bogens sei. Das Alter ist ein über-

einstimmendes; die Gesteine Asturiens gleichen jenen von Cornwall und der Bretagne, und beide Faltungsgebiete setzen gewiss noch weit unter das Meer fort, aber ob und in welcher Weise sie sich begegnen oder vereinigen, ist nicht zu ersehen.

Auf der Meseta verräth sich wieder die spätere Abtheilung der Carbonformation als die Zeit der grössten tektonischen Vorgänge. Als im vorigen Jahrhunderte der Altmeister Werner zum ersten Male die Grenze zwischen dem ‚Uebergangsgebirge' und dem ‚Flötzgebirge' zog, hatte er keine andere Grenze vor Augen, als jene, welche in Sachsen sich aus der grossen Discordanz innerhalb der Carbonformation ergibt. In derselben Bedeutung erscheint das Wort ‚Flötzgebirge' z. B. auf Lossen's Uebersichtskarte des Harzes wieder. Weit und breit finden wir diese Grenze. Die zu den Sudeten gehörigen Kohlenflötze von Ostrau stehen zu den Flötzen von Rossitz in Mähren in denselben Beziehungen, wie die Flötze von Sama zu den transgredirenden Flötzen von Tineo in Asturien, und dieselbe Grenze trafen wir auch jenseits des Oceans, in Nova Scotia.

11. Uebersicht der vorpermischen Gebirgszüge in Europa. Die Zusammengehörigkeit der armoricanischen Horste oder doch einiger derselben ist, wie wir sehen, bereits vor Jahren von englischen und französischen Forschern ganz richtig erkannt worden. Ebenso spricht das Bewusstsein der Zusammengehörigkeit eines grossen Theiles der variscischen Horste deutlich genug aus Lossen's lehrreicher Schrift über die Beschaffenheit der Gebirgskerne von den Ardennen bis zum Altvater. Diese Schrift zeigt zugleich, warum zur Zeit L. v. Buch's, als man noch nicht hinreichende Kenntniss von dem Lande besass, um Bruchlinien von dem Streichen der Falten zu unterscheiden, auch die Structur des Landes nicht in einer Weise erfasst werden konnte, welche den heutigen Erfahrungen entsprechen würde. Einen beträchtlichen Theil der armoricanischen Horste hat auch Penck als ‚mitteldeutsche Alpen' unter gleichzeitigem Hinweis auf ihr carbonisches Alter zusammengefasst.[162]

Das variscische Gebirge wird an dem Nordrande der Karpathen zuerst sichtbar und streicht in Mähren gegen NO. und NNO., als hätte es hier eine Umbeugung erfahren, ähnlich der Umbeugung

des Endes der Karpathen, und als sollte hier eine Spur der iberischen Verhältnisse sich wiederholen. Dann wendet es sich, das sudetische Bogenstück bildend, gegen N., NNW., endlich NW. zur Elbe. Dann folgen mit gegen ONO. bis NO. gerichtetem Streichen die sächsischen Gebirge, nämlich Erzgebirge und Fichtelgebirge, die sächsischen Falten bis Leipzig und jene Faltenstücke, welche im Thüringer- und Frankenwalde erhalten sind. Sie gehören den inneren variscischen Zonen an. Ihre Fortsetzung sind Schwarzwald, Vogesen und die Vorkommnisse älteren Gebirges im Odenwald und Spessart; das Streichen ist NO., und sie ziehen weiter gegen SW. über Dôle zum französischen Centralplateau. Hiebei geht das Streichen allmälig aus NO.—SW. in NNO.—SSW. über, wie dies die eingeklemmten Kohlenflötze bis zum oberen Allier deutlich erkennen lassen. Die äusseren Zonen des Bogens sind ausser den Sudeten im Harze sichtbar und in dem rheinischen Devongebirge vom Taunus bis an die Kohlenflötze im Norden. Den überschobenen Aussenrand sieht man nur von Valenciennes bis in die Nähe von Aachen und in einem Theile der Kohlenfelder an der Ruhr.

Das armoricanische Gebirge geht von dem westlichen Theile des Centralplateaus aus; in der Vendée, Bretagne und dem Cotentin streicht es erst WNW., dann, gegen den Ocean hin, mehr und mehr in westlicher Richtung. Die äusseren Zonen sind in dem devonischen Riff bei Boulogne, dann in Cornwall und Devon, in dem südlichsten Theile von Wales und von Irland sichtbar. Den überschobenen Aussenrand kann man in WNW. Richtung von Douai gegen Calais verfolgen. Die posthumen Falten des Weald verrathen das Fortstreichen des Gebirges. Dann sieht man den überschobenen Aussenrand wieder an der Nordseite des Mendips; er streicht quer über die Bucht von Bristol gegen die St. Brides Bay im SW. Theile von Wales und von dort durch das südliche Irland. Das Streichen geht gegen den atlantischen Ocean aus WNW. in W., endlich in der Nähe des Meeres fast in WSW. über.

Das iberische Bruchstück ist in Falten gelegt, welche von Galicien und dem nördlichen Portugal her flache Bogen beschreiben, die gegen SSO. und SO. streichen und gegen SW. häufig überfaltet sind, am Guadalquivir aber im Angesichte der betischen

Cordillere abbrechen. Sie geben einen Ast als Sierra de Guadarrama ab, in Asturien aber beugen sich ihre inneren Theile so völlig im Streichen um, dass ein eigenthümlicher, muldenartiger Bau entsteht, in welchem die älteren Glieder nach aussen stehen, aber durchwegs über die jüngeren Glieder der inneren Mulden in Schuppen überschoben sind. So streicht das iberische Bruchstück in Galicien gegen N. und NNO., in Asturien gegen NNO. und NO. bis ONO. zum Meere aus. Der Anschluss an das armoricanische Gebirge ist nicht bekannt.

Hieraus ergibt sich, dass bereits gegen den Schluss der Carbonzeit im mittleren Europa grosse Gebirge entstanden sind, welche nordwärts gefaltet waren, wie heute die Alpen. Sie sind dann zusammengebrochen und ihre Bruchränder hemmen die Entwicklung der neuen Falten. Diese neuen Falten bilden die betische Cordillere, die Pyrenäen, die Alpen und die Karpathen. Dasselbe Stück, auf welchem die alte Schaarung sichtbar geblieben ist, das französische Centralplateau, trennt heute die Bogen der Alpen von den Pyrenäen. Der asturische Muldenbau wiederholt sich in der Beugung des Gebirges bei Gibraltar.

So wurde das mittlere und westliche Europa zum zweiten Male aufgebaut.

12. Europäische Inseln. Die Bedeutung der atlantischen Inseln und Inselgruppen Europas ergibt sich aus dem bisher Gesagten.

Die Orcaden und Shetland's Inseln sind Theile des vordevonischen caledonischen Gebirges, welches gegen Norwegen streicht.

Die inneren Hebriden sind zum Theile junge Vulcane; die äusseren Hebriden entsprechen in ihrer Lage und Zusammensetzung sammt der benachbarten schottischen Küste den Lofoten sammt der Ostküste des Vestfjord.

Waigatsch und Nowaja Semlä sind die Trümmer eines selbständigen Faltengebirges, welches am Konstantinow Kamen an den nördlichen Ural schaart.

Spitzbergen sammt den umliegenden Inseln bis Franz Josefs-Land und Beeren Eiland sind Stücke einer Tafel, auf welcher das Devon horizontal liegt wie in Schottland.

Jan Mayen ist jungvulcanischen Ursprungs.

Die Faröer sind Stücke alter vulcanischer Ergüsse mit Einschaltungen tertiärer pflanzenführender Schichten.

Auf der grossen Insel Island endlich sieht man einen älteren vulcanischen Unterbau, ähnlich jenem der Faröer, welchem jüngere Vulcane aufgesetzt sind. Der Unterbau führt pflanzenführende Schichten und sein Alter ist mitteltertiär; dieser Theil entspricht den ähnlichen Vorkommnissen der Faröer und von Grönland. Die nachfolgenden Eruptivbildungen aber gehören verschiedenen Zeiten an, wie die Vertheilung der Gletscherschliffe und eine dazwischen getretene Ueberfluthung der Insel anzeigen. Seit der mittleren Tertiärzeit bis zur Gegenwart dürfte hier die vulcanische Thätigkeit angedauert haben.

Zahlreiche Forscher haben Island besucht, seitdem in den Jahren 1752—1757 Eggert Olafssen und Biarne Povelsen dort naturhistorische Beobachtungen anstellten.[163] Aber bei den grossen Schwierigkeiten, welche das Klima, die Unwegsamkeit und die Ausdehnung des Landes darbieten, konnten diese vorübergehenden Besuche umsoweniger zu einer vollen Einsicht in den Bau des Landes führen, als die Forscher ihre Aufmerksamkeit häufig mehr den allgemeinen Fragen über das Wesen der vulcanischen Erscheinungen zuwendeten. Seitdem sich nun ein einheimischer Forscher, Th. Thoroddsen in Reykjavik, gefunden hat, welcher mit Ausdauer und Sachkenntniss Jahr für Jahr die Grundlinien der Structur seines Vaterlandes verfolgt, treten diese immer deutlicher hervor. Zugleich zeigt sich immer deutlicher, dass der altvulcanische Unterbau von Brüchen durchschnitten, in Horste und Gräben zertheilt ist, wie Schonen und Spitzbergen, und dass an diese Brüche selbst die jüngeren Spuren vulcanischer Thätigkeit sich knüpfen. Es ist mir gestattet, aus Thoroddsen's noch nicht veröffentlichten Beobachtungen hier mitzutheilen, dass nicht nur Snaefell's Sýsla, die grosse Halbinsel in der Mitte der Westküste, ein wahrer Horst ist, gegen Nord und Süden von Bruchlinien abgegrenzt, und nicht nur Faxa Fjördr an seiner Südseite sammt der Niederung, welche ihn landeinwärts fortsetzt, ein Senkungsfeld ist, wie dies Beides auch schon Keihack anführt,[164] sondern dass auch Breidi Fjördr im Norden der Halbinsel, sowie Húna Flói an der Nordküste von Island mit dem Steingrims Fjördr durch Sen-

kungen entstanden sind, welche überhaupt auf den Umriss der Tafel offenbar den grössten Einfluss gehabt haben. Der südliche Höhenzug von Reykjanes ist gleichfalls ein Horst, zu dessen beiden Seiten in jüngster Zeit Bewegungen vorgekommen zu sein scheinen. Nirgends im südlichen Island treten Erdstösse so häufig auf als an der Südseite dieser Halbinsel.

Ohne nun weiter den Veröffentlichungen des Hrn. Thoroddsen vorzugreifen, mag doch hier erinnert sein, dass die Feststellung dieser Tafelbrüche und die Auflösung Islands in Horste, Treppen und Gräben ausser dem örtlichen Interesse noch Fragen anderer Art anregt. Zunächst sehen wir in dem Fortschreiten dieser Senkungen den Fortgang jener Erscheinungen, welche diesen Meerestheil überhaupt gebildet haben. Ferner ist zu bedenken, dass die sämmtlichen mitteltertiären Gesteine des Unterbaues keine anderen organischen Reste enthalten als solche von Landpflanzen und jedenfalls über dem Meere gebildet sind. Eine kleine Meeresablagerung bei Halbjarwarstadir, N. von Húsavik an der NO. Küste, wird von Mörch in das Alter des englischen Crag gestellt;[165] ausserdem gibt es an vielen Orten glaciale und nachglaciale Muschelbänke, welche etwa 200 Fuss hoch reichen. Das Land ist also später zum Theile überfluthet gewesen. So sind wir in Island mit besonderer Schärfe vor die Frage gestellt, ob die Dislocationen des Festen zur Erklärung der Verschiebungen der Strandlinie ausreichen, oder ob selbständige Aenderungen der letzteren anzunehmen sind.

13. Das westliche Afrika. Die geringe Anzahl von Beobachtungen, welche über die NW. Küste Afrikas vorliegt, lässt der Muthmassung Raum, dass tertiäre Ablagerungen, wie wir sie an der spanischen Westküste kennen gelernt haben, auch hier nicht fehlen dürften. Von 29° 30′ bis 28° n. Br. traf Duro die Küste nur von Bänken eines lichten Sandsteines gebildet, welche das Meer unterspült. Auch am Wadi Draa herrschen ähnliche Verhältnisse. Wer den Steilrand des Ufers übersteigt, blickt in die unbegrenzte Ebene.[166] Es ist schwer zu glauben, dass das mitteltertiäre Meer die westliche Sahara nicht sollte bedeckt haben, und was Lenz auf seiner Reise nach Timbuktu angetroffen, stimmt mit dieser Annahme wohl überein.

Die vorliegenden Inseln sind vulcanisch und zum Theile tragen sie heute noch thätige Schlünde. Es fehlt ihnen aber nicht an eigengeartetem Unterbau. Schon L. v. Buch unterschied auf den canarischen Inseln ältere vulcanische Felsarten als das Grundgerüst, welchem die jüngeren Vulcane aufgesetzt seien. Wir verdanken Doelter die unerwartete Entdeckung, dass Majo, eine der Inseln des grünen Vorgebirges, zum grossen Theile nicht aus vulcanischen Felsarten, sondern, als ein Stück älteren Landes, aus Schiefer und Kalkstein aufgebaut ist.[167] Es wurde bereits gesagt, dass mitteltertiäre Meeresablagerungen mit den Merkmalen der ersten Mediterranstufe theilnehmen an dem Baue von Madeira und Porto Santo, sowie von Santa Maria, der südlichsten der Azoren (I, S. 373). Räumlich wie nach der Gesteinsbeschaffenheit abseits stehend von all diesen Inseln, sind die fünf schwarzen Riffe, welche weit draussen im Ocean in 0° 55′ n. Br. mit dem Gesammtnamen S. Paul bezeichnet werden. Darwin zählte sie nicht zu den vulcanischen Inseln, und Renard hat nach den von der Challenger-Expedition mitgebrachten Stücken gezeigt, dass sie aus Peridotfels bestehen.[168]

Für einen sehr grossen Theil der vulcanischen Inseln der östlichen Hälfte des Oceans mag aber wohl in Uebereinstimmung mit L. v. Buch und mit Hartung angenommen werden, dass die Vulcane auf einer gemeinsamen erhöhten Unterlage stehen, wie dies auch Calderon in einer Uebersicht dieser Inseln neuerlich zu erweisen versucht hat.[169]

Hier lässt sich mit noch weit grösserer Bestimmtheit als im Norden sagen, dass die sichtbaren vulcanischen Inseln nur ein geringer Theil jener ausgebreiteten vulcanischen Regionen sind, welche das Meer bedeckt. Die zahlreichen Spuren submariner Thätigkeit, welche namentlich in der Nähe des Aequators bald als plötzliche Erschütterungen, bald als Rauch oder Untiefe zwischen 18° und 26° w. L. gemeldet worden sind, haben schon im J. 1853 Daussy veranlasst, beiläufig in 0° 22′ s. Br. und 22° w. L. ein submarines Ausbruchsgebiet zu vermuthen.[170]

Die blattführenden Tertiärablagerungen, welche auf den Hebriden, den Faroër und auf Irland erscheinen und weit und breit im Norden die basaltischen Laven begleiten, sind auf diesen Inseln

nicht zu finden. In vollem Gegensatze zu dem Mangel an tertiären Meeresbildungen, welcher den Norden auszeichnet, sind hier nur marine Tertiärablagerungen, aber auch diese allerdings erst auf einigen eben erwähnten Inseln getroffen worden.

Sehr lückenhaft sind die Kenntnisse von der geologischen Beschaffenheit Senegambiens und von Guinea. Die von Gürich gelieferte Zusammenstellung der bisherigen Erfahrungen lässt jedoch erkennen, dass wahrscheinlich bis an den unteren Faleme und den oberen Senegal, sowie durch einen sehr grossen Theil des Flussgebietes des Djoliba mit dem Binuë derselbe Bau vorherrscht, welchen wir weit vom Süden her bis Pungo Andongo (9° 24′ s. Br.) meinten verfolgen zu können (I, S. 512). Gefaltetes archaisches Gebirge von ziemlicher Mannigfaltigkeit, da und dort begleitet von Thonschiefer von unbekanntem Alter, bildet den Untergrund, auf welchem grosse horizontale Schollen von rothem Sandstein liegen. Diese sind häufig in Tafelberge aufgelöst und scheinen in den von Gürich betrachteten Gebieten kaum höher als 300 M. bekannt zu sein. Die Foyaitvorkommnisse der Losinseln und den Olivin-Gabbro von Freetown (Sierra Leone) ist Gürich bereit, als Lager in den horizontalen Sedimentärschichten anzusehen.[171]

Mit wunderbarer Gleichförmigkeit halten diese Merkmale an; man begegnet ihnen in den Schilderungen, welche Lenz und Baumann von den Ufern des Congo gegeben haben, und Pechuël-Loesche's geologische Karte des westlichen Congogebietes zeigt sie deutlich. Bei Kalubu, weit unter Stanley Pool, beginnt das Gebiet des söhligen rothen Sandsteines, welches landeinwärts über den Pool hinausreicht.[172]

Noch im Norden des Aequators tritt jedoch ein neues Element hinzu, nämlich die Zone mittelcretacischer und tertiärer Meeresbildungen, welche, wie es nun scheint, fast die ganze Küste bis an den Cunene begleiten. Diese Vorkommnisse wurden zuerst durch Giebel und Lenz von einzelnen weit entlegenen Punkten bekannt (I, S. 513). Seither sind ähnliche Kreideablagerungen durch Malheiro und Choffat in der Nähe von Benguela beschrieben worden. Dort liegt auf Gneiss rother Sandstein, welcher etwas Gyps, Schwefel und Kupfer führt, und auf diesem die Kreideformation.[173]

Noch weiter im Süden, an den Küsten von Mossamedes beschreibt Anchieta die cretacischen und tertiären Sedimente als einen kaum 100 M. hohen und 20—25 Kilom. breiten Saum von horizontalen Schichten, welche landeinwärts durch Gneiss begrenzt sind.[174]

Am unteren Khuiseb streicht nach Stapff das gefaltete alte Schiefergebirge NW.—SO. In Angra Pequenna liegt nach Schenk über dem horizontalen Sandsteine, welcher die archaische Unterlage bedeckt, zuweilen noch in dicke Bänke abgesonderter Kalkstein; hier treten grosse Tafelbrüche hervor, welche dem Verlaufe der Küste entsprechen und wohl nur die Fortsetzung der an früherer Stelle beschriebenen merkwürdigen Tafelbrüche des Caplandes sind.[175]

Alle diese, wenn auch über weite Strecken zerstreuten Beobachtungen bekräftigen die Ansicht, dass Afrika mit Ausnahme seines nordwestlichsten Theiles ein altes Tafelland sei, und die mittelcretacische Transgression erhöht auf eine sonderbare Weise die Aehnlichkeit mit anderen entfernteren Tafelländern und Horsten.

14. Oestliches Mittel- und Südamerika. Nachdem in früheren Abschnitten die tafelförmige Lagerung auf Florida und die Aehnlichkeit der Cordillere der Antillen mit der Umrandung des westlichen Mittelmeeres oder der ungarischen Niederung erörtert worden sind, ergibt sich hieraus der Bau der mittelamerikanischen Küste.

Hier tritt eine beträchtliche Mannigfaltigkeit tertiärer und noch jüngerer Meeresbildungen hervor, und die Zusammenfassung von Kalkstein-Ablagerungen verschiedenen Alters hat hier zu mancher irrigen Auffassung geführt in Bezug auf Erhebungen des Landes, welche in jüngster Zeit eingetreten sein sollten. Es ist auch hier der Ort, an den europäischen Charakter zu erinnern, welchen mesozoische und tertiäre Meeresfaunen annehmen (I, S. 671).

Bei der Bedeutung des Gegenstandes für einen späteren Abschnitt mögen als ein Beispiel der Structur und der Schichtfolge der äusseren Antillen einige Angaben aus der von Purves entworfenen Beschreibung der Insel Antigua folgen.[176]

Antigua ist von dreieckigem Umrisse; die längste Seite ist gegen NO., dem Ocean zugewendet und misst 25 Kilom. Nach

dieser Richtung ist der unterseeische Abfall sehr flach; hier liegen die jüngsten Schichten. Diese finden auf dem 48 Kilom. entfernten Barbuda ihre Fortsetzung und bis dorthin sind nur 30—40 Faden Tiefe. Gegen SW. ist dagegen der Abfall sehr rasch, und gegen die Insel Guadeloupe, welche nicht weiter entfernt ist als Barbuda, trifft man bald 300 Faden. Der SW. Theil von Antigua ist bergig und erreicht 1400 Fuss; der NO. Theil ist hügelig und liegt zwischen 300 und 500 Fuss; zwischen beiden erhöhten Ge-

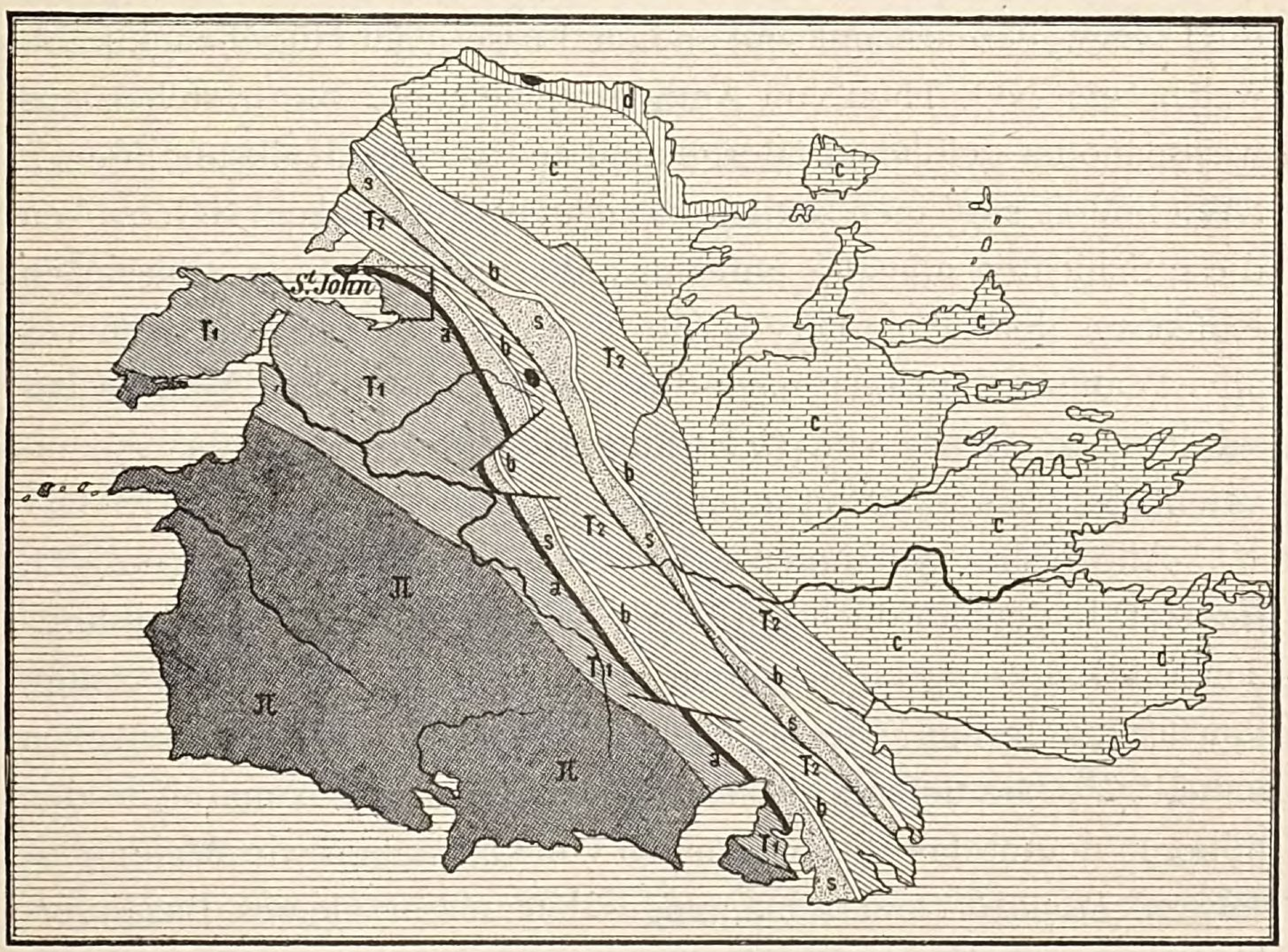


Fig. 15. Die Insel Antigua nach Purves.

bieten streckt sich von NW. gegen SO. eine tiefliegende Ebene; ihre Richtung entspricht dem Streichen der Schichten.

Der höhere SW. Theil besteht aus älteren eruptiven Felsarten, welche als Porphyrite und vulcanische Agglomerate bezeichnet werden (π, Fig. 15). Diesen ist gegen NO. geschichteter Tuff aufgelagert (T_1). Dem Tuff folgt der untere oder marine Kieselkalk. Er umschliesst zahlreiche Reste von Conchylien und daneben *Prionastraea diversiformis*, *Solenastr. taurinensis*, *Stylocoenia lobato-rotundata*, *Porites Collegniana*, welche alle auch in den Mediterran-Ablagerungen von Turin vorkommen, und *Alveopora*

daedalea, welche heute im Rothen, im Indischen und im Pacifischen Meere lebt (das schwarze Band *a, a*, Fig. 15.) Dieser Kieselkalk ist von Sand und vulcanischem Auswurfe bedeckt *(s)*. Nun folgt der obere Kieselkalk; er enthält nur Süsswasserschnecken und verkieseltes Holz (das erste weisse Band *b, b*, Fig. 15.) Darauf liegt eine neue Tufflage (T_2), und aus dieser ragt ein Stock von Trachydolerit hervor. Eine Verwerfung, welche die ganze Insel im Streichen durchsetzt, veranlasst das wiederholte Erscheinen der Lagen *s, b* und T_2. Nun haben wir die Mitte der Insel und zugleich die Ebene gekreuzt und sind an dem Fusse jener Hügel angelangt, welche den NO. Theil von Antigua einnehmen. Sie bestehen aus weissem oder gelblichem Mergel und aus weissem Kalkstein; gegen SW. bilden sie einen steilen Schichtenkopf; gegen NO. sinken diese Schichten allmälig unter das Meer und ragen in zahlreichen Riffen aus demselben hervor *(c)*. Von hier stammen nach Purves aller Wahrscheinlichkeit nach die von Rup. Jones aus Antigua beschriebenen Stücke von *Orbitoides Mantelli;* dies ist das Aequivalent des weissen Orbitoidenkalksteins von Jamaica.

Alle bisher genannten Schichten sind sehr leicht gegen NO. geneigt. In dem nördlichsten Theile der Insel schliesst sich mit horizontaler Lagerung an dieselben ein Mergel, welcher ein Gemenge von fast durchwegs heute noch lebenden Meeres- und Landschnecken enthält *(d)*. Die tieferen dieser Mergellagen sind nur marin; in den höheren deutet das Mitvorkommen von Gattungen wie *Melampus, Physa, Planorbis* auf schlammiges Ufer. Ein kleines Basaltvorkommen erscheint an der Nordküste.

Dieses Beispiel zeigt, wie verwickelt die Verhältnisse sind. Die korallenreichen Ablagerungen der ersten Mediterranstufe *(a, a)* liegen auf älterem Tuff. Die eruptive Thätigkeit dauert durch den hier vertretenen Abschnitt der Tertiärzeit an, und der mitteltertiäre Orbitoidenkalkstein *(c, c)* sinkt so allmälig unter das Meer, dass seine Schollen, welche von lebenden Korallenriffen umgeben sind, gar leicht für trocken liegende Korallenriffe der Gegenwart gehalten werden können.

Die Ablagerungen der ersten Mediterranstufe, welche wir soeben besprochen haben, sind es wahrscheinlich auch, welche den Untergrund der Bahamas bilden. Der Orbitoidenkalk setzt ebenso

einen guten Theil von Florida zusammen und reicht aufwärts im Thale des Mississippi. In diese Platte ist der mexicanische Golf eingesenkt (I, 368), und diese Tiefe ist das Vormeer oder der Vorgraben der Cordillere der Antillen. Die Reste der pacifischen Tiefseefauna, welche heute in der Tiefe des mexicanischen Golfes leben, sowie die Einschaltung der lacustren Grand Gulf Series über dem marinen Tertiär des unteren Mississippi zeigen, dass es verwickelte und heute kaum noch zu übersehende, wechselnde Umstände waren, unter welchen, und zwar erst in neuerer Zeit, der Abschluss des pacifischen von dem atlantischen Gebiete herbeigeführt worden ist.

Wir wenden uns nun weiter nach Süden.

In das Thal des Orinoco greifen tertiäre Meeresablagerungen weit hinein.

Die Karte des östlichen Guayana, welche Vélain nach den Beobachtungen von Crevaux entworfen hat, zeigt mehr oder minder ostwestliches Streichen der alten Felsarten, aus welchen dieses Gebiet besteht. Auch die eingelagerten paläozoischen Schichten, welche den nördlichen Theil der Mulde des Amazonas ausmachen, verfolgen diese Richtung, und der Verlauf der Küste von Cayenne gegen die Mündung des Amazonas ist daher quer auf das Streichen. Allerdings scheint fast auf der ganzen Länge ein breiter Streifen junger Anschwemmung zwischen dem Gebirgsrande und dem Meere zu liegen.[177]

Nun öffnet sich die Mulde des Amazonas. Soweit der Bau Brasiliens heute bekannt ist, muss angenommen werden, dass auch bis Cap S. Roque der Umriss des Festlandes das Streichen des Gebirges quert, aber von diesem Vorgebirge an wird allerdings bis nach Uruguay hinab die Lage der Küste durch das Gebirge vorgezeichnet.

Ueber diese wichtige Strecke ist im Anschlusse an früher Gesagtes das Folgende zu bemerken.

Hr. Orville Derby hat die Güte gehabt, mich darauf aufmerksam zu machen, bis zu welchem Grade die Richtung dieser Küste nicht nur in dem Laufe des Parahyba, sondern auch des Paraná und des S. Francisco sich wiederholt. In der That zeigt jede Karte Brasiliens, dass die beiden letztgenannten grossen

Ströme von der Wasserscheide aus gegen NO. und gegen SW. auf derselben, der Küste parallelen Linie fliessen, bis jeder von ihnen unter rechtem Winkel sich dem Meere zuwendet. Die Mündungen sind durch 25 Breitengrade getrennt. Der Gebirgszug aber, welchen viele Karten auf der Wasserscheide verzeichnen, besteht nicht.

Diese beiden Flüsse verhalten sich so zu einander wie Indus und Bramaputra, welche auch in entgegengesetzter Richtung auf derselben Linie des Streichens fliessen und dann, rechtwinkelig abgelenkt, in Querthälern das Gebirge verlassen. Ganz dasselbe Bild zeigen bekanntlich in den Alpen Rhein und Rhône. Auch der Gotthard ist für diesen Fall nur eine secundäre Wasserscheide innerhalb eines Hauptlängenthales.

Der Bau der Gebirgszüge, welche den Verlauf der Küste und den Lauf dieser Ströme bestimmen, ist, insbesondere durch Orv. Derby's Darstellungen, in seinen Hauptzügen bekannt. Diese Gebirge bestehen aus gefalteten archaischen Felsarten. Im Quellgebiete des Rio Grande vereinigen sie sich. Von SW. zieht längs der Küste die Serra do Mar heran; gegen NO. läuft die S. de Mantiqueira weiter; gegen NNO., östlich vom S. Francisco, liegt die S. de Espinhaço, und ein weiterer Zug, welchen bereits Eschwege kannte, geht gegen NW. als S. de Canastra zwischen dem Rio Pardo und dem Supucahy ab; er setzt sich in einer nicht näher bekannten Weise nach Goyaz fort.

An die Westseite des gefalteten archaischen Gebirges legt sich gegen den Paraná hin eine tafelförmige Zone von flachgelagerten Sedimenten, in welchen devonische und carbonische Fossilien gefunden wurden. Diese Zone liegt 900—1000, weiter im Norden 700—800 M. hoch. Sie ist von Diabasgängen durchbrochen, welche als Rücken aus den horizontalen Schichten hervorragen.

Westlich von dieser devonischen und carbonischen Tafelzone folgt ein Schichtenkopf, der aus Uruguay bis nach Minas zieht, und dessen Ostkante am Paraná nur etwa 1000 M., in Minas 1200 M. erreicht. Dies ist der Rand einer nächsten Tafelzone, welche aus permischen oder triadischen Ablagerungen besteht, mit Decken von Melaphyr.

Die östlichen Zuflüsse des Paraná haben tiefe Furchen in diese horizontalgelagerten Sedimente eingeschnitten. Die Zersetzung der Diabase und der Melaphyre gibt den besten Boden für die Kaffeepflanzungen.

Am S. Francisco sind die Vorkommnisse ähnlich, doch wird zwischen der gefalteten archaischen Kette und dem flachgelagerten Gebiete gefaltetes silurisches Gebirge sichtbar.[178]

Hienach sind im südöstlichen und östlichen Brasilien zwei Elemente zu unterscheiden, nämlich die gefalteten Gebirgszüge, welche, wie gesagt, am S. Francisco noch das Silur umfassen, und die flachgelagerten Tafeln, welche mit dem Devon beginnen und landeinwärts eine sehr weite Ausbreitung besitzen.

In diesen vordevonischen Gebirgsketten liegen die älteren Felsarten gegen Ost, und die faltende Bewegung war, so weit man sie bis heute erkannt hat, landeinwärts gerichtet. Diese Erfahrung ist von grosser Bedeutung. Sie weist der Serra do Mar eine ähnliche Stellung in dem südamerikanischen Continente zu, wie jene, welche die Appalachien in N. Amerika einnehmen. ‚Ich glaube,‘ so schreibt Hr. Orville Derby, ‚dass der Vergleich des brasilischen orographischen Systems mit den Appalachien auf einer wahren Homologie beruht, und dass die hauptsächliche Verschiedenheit in dem Alter der wesentlichsten Erhebung liegt, welche in N. Amerika die gesammte paläozoische Reihe umfasst, während die Bildung des grössten Theiles, wenn nicht der Gesammtheit, der brasilischen Ketten in die vordevonische Zeit fällt.‘

Nun ergibt sich hieraus weiter, dass die brasilischen Küstengebirge zu den Anden dieselbe Stellung einnehmen wie die Appalachien zu den Cordilleren des nordamerikanischen Westens, und dass in der ganzen Breite beider Continente die tangentiale Bewegung von dem atlantischen gegen den pacifischen Ocean gerichtet ist.

Südlich vom La Plata erreichen wir das Gebiet, welches innerhalb der Virgation der südlichen Anden liegt. Am La Plata selbst sind tertiäre Meeresablagerungen vorhanden, welche weit in das Land hineinreichen. Sie sind der Beginn jener horizontalen, sehr mannigfaltigen, zum Theile marinen und zum Theile ausser-

marinen Serie von tertiären Ablagerungen, welche, in die Virgation eingelagert, die ganze patagonische Küste bildet und welche in einem späteren Abschnitte besprochen werden soll.

Die Falklandsinseln haben wir bereits als ein dem nahen Festlande völlig fremdes, gefaltetes Bruchstück paläozoischer Sedimente kennen gelernt (I, S. 677). Aus Berichten der deutschen Polarstation auf Süd-Georgien ergibt sich, dass diese Insel aus gefaltetem Thonschiefer besteht.[179]

Tristan da Cunha und Diego Alvarez (Gough) sind vulcanischen Ursprunges.

15. Uebersicht der atlantischen Küsten. Die vielen angeführten Einzelheiten lassen erkennen, dass zu beiden Seiten des Oceans eine Art von unvollständiger Symmetrie besteht. In einzelnen Fällen versagt der Vergleich; in anderen ist die Uebereinstimmung auffallend, wenn auch schwer zu erklären, und ich will versuchen, die Sachlage Strecke für Strecke darzustellen.

a. Im Norden, in der Mitte des Oceans, ragt die keilförmige Masse von Grönland hervor; zu jeder Seite ist Meer.

b. Die östliche Begrenzung dieses Meeres bildet zunächst ein Zug von altem Gneiss, welcher von Magerö herabstreicht zu den wilden Zacken der Lofoten und weiter gegen Südwest sichtbar wird in den Hebriden. — Die westliche Begrenzung der Davisstrasse und Baffins-Bay besteht gleichfalls aus einem zackigen Gneissgebirge, welches vom Norden her das Ufer begleitet gegen Cap Walter Bathurst, durch Cumberland und Labrador bis an die Belle-Isle-Strasse.

c. Ein vordevonisches Faltengebirge, das caledonische Gebirge, streicht wahrscheinlich schon von Norwegen her, durch die Shetlands und die Orcaden, Schottland, Wales und einen grossen Theil von Irland. Die schottischen Horste liegen in seinem Streichen. — Aus Amerika ist ein solches Gebirge nicht bekannt.

d. Oestlich von dem Gneisszuge und der caledonischen Zone folgt in Europa der grosse baltische Schild. Die gefalteten Silurablagerungen Norwegens scheinen überzugehen in die flachgelagerten Silurschichten seiner westlichen Umrandung. Archaisches Gebirge ist in der Mitte des Schildes entblösst; die Linie des Glint läuft ringsum. Der Varangerfjord, die Lappischen

Seen, dann der finnische Busen, der Ladoga- und Onegasee und die Bucht von Onega bezeichnen den Rand des Schildes. Der seichte bottnische Busen liegt auf demselben.

Dieselbe Erscheinung wiederholt sich in Canada. Westlich von dem Gneisszuge der Küste liegt der grosse canadische Schild. Flachgelagerte paläozoische Schichten umgeben ihn. Die grossen Seen bezeichnen seine südliche Grenze und diese zieht durch den Winnipeg-, Athabaska-, Sclaven-, Marder- und Bärensee zum Coronation-Golf, dann wahrscheinlich durch die Simpsonstrasse und vielleicht durch die Melville-Halbinsel herab. Auf demselben liegt mit geringer Wassertiefe die Hudsons-Bay.

In Europa, wie in N. Amerika ist ein Schild, eine seichte Wasserdecke, ein Ring von Glintseen und ein flachgelagerter paläozoischer Saum vorhanden.

e. Wo an der Westküste Irlands das gegen SW. streichende caledonische Gebirge verschwindet, dort erscheinen die Faltenzüge eines anderen Gebirges, welches aus dem Innern des Continentes her in bogenförmigem Verlaufe erst gegen WNW., dann gegen W. streicht und nordwärts gefaltet ist. Dieses ist der armoricanische Bogen. Mit westlichem Streichen erreicht er die SW. Küste von Irland; diese, dann Cornwall und Devon, sowie die Küsten des nordwestlichen Frankreich verdanken ihre felsigen Umrisse dem Ausstreichen seiner Falten. Er ist in der Hauptsache vor dem Abschlusse der Carbonformation gebildet worden.

In gleicher Weise treten aus dem Umrisse Amerikas in Nova Scotia und Neu-Fundland die Falten eines grossen Gebirgszuges hervor, welcher, aus SW. herbeiziehend, allmälig die Richtung West—Ost angenommen hat. Auch dieses Gebirge ist nordwärts gefaltet, wie der armoricanische Bogen, und auch dieses Gebirge wurde in seinen Hauptzügen vor dem Abschlusse der Carbonformation ausgestaltet.

f. In Europa folgen die Pyrenäen. Es ist nicht möglich, in Amerika ein Seitenstück zu finden.

g. In Europa gelangt man nun zu der asturischen Mulde. Aehnliches ist in Amerika nicht anzutreffen.

h. Nun erreichen wir an der Ostseite des Oceans das Mittelmeer. Eine gegen Aussen gefaltete, zugleich in scharfem Bogen

umschwenkende Kette schliesst dasselbe bei Gibraltar ab. Es ist die westlichste Fortsetzung der betischen Cordillere, zugleich die einzige Stelle, an welcher der Aussenrand eines Faltengebirges an das atlantische Ostufer tritt, ohne als Riasküste zu versinken.

An der Westseite des Oceans sehen wir, allerdings weiter im Süden, das caraibische Meer, umgürtet von der gleichfalls nach Aussen gefalteten und scharf umbeugenden Cordillere der Antillen, und dies ist die einzige Stelle des westlichen Ufers, an welche der Aussenrand eines Faltengebirges herantritt, ohne in das Meer ausstreichend zu versinken.

Es ist nicht möglich, diese Vergleiche weiter gegen Süden fortzusetzen.

Symmetrisch liegt Grönland. Der Gneisszug der Lofoten und jener von Labrador entsprechen sich, doch mag eingewendet werden, dass jener in Europa auf eine weite Strecke unterbrochen und jener in Amerika wenig bekannt sei. Das caledonische Gebirge fehlt in Amerika. Die beiden Schilder entsprechen sich; ebenso die beiden vorpermischen Riasküsten. Die Pyrenäen und die asturische Mulde sind in Amerika nicht vertreten; dagegen herrscht auffallende Aehnlichkeit der beiden von Falten umgürteten Mittelmeere.

Man kann aber bemerken, dass hiebei in Europa gewisse Elemente gleichsam doppelt angeführt sind, nämlich die armoricanische Riasküste, dann die Pyrenäen und ebenso die asturische Mulde, dann die Umgürtung des Mittelmeeres. Diese Verdoppelung rührt aber von der Wiederholung der vorpermischen Züge, von jenem zweimaligen Aufbaue Europas her, welcher aus dem Gefüge der Horste sich erkennen lässt.

Die caledonischen Falten werden hiervon nicht berührt; diese kennt man in Nordamerika nicht, aber auch im nördlichsten Theile Norwegens rücken die flachgelagerten Massen der Seenregion westwärts ohne ein solches Zwischenglied bis an jene Dislocation, welche sie von dem Gneiss der Lofoten abtrennt.

Die kleine Dingle-Bay im westlichen Irland, an dem armoricanischen Aussenrande, entspricht hienach der Belle-Isle-Strasse zwischen Labrador und Neu-Fundland. Beide liegen auch beiläufig in derselben geographischen Breite. Von da ab sind aber die

homologen Theile Europas weit dichter gedrängt, und so liegt auch das Mittelmeer um ein Beträchtliches weiter gegen Nord als das caraibische Meer.

Aus diesem wiederholten Aufbaue ergeben sich zugleich die besonderen Schwierigkeiten, welchen tektonische Studien in Europa von jeher begegnet sind. Anderwärts zeigen sich die Gebirge einheitlicher, nach breiteren und einfacheren Linien gezeichnet. Mag auch für manchen Gebirgstheil, welcher auf den vorhergehenden Seiten als ein Horst bezeichnet worden ist, nicht ringsum das System der abgrenzenden Brüche ermittelt sein, mag man z. B. die Annahme vorziehen, das Central-Plateau und die Bretagne seien über Poitiers hin nicht durch Senkung, sondern durch Erosion getrennt, so ändert dies nicht das Ergebniss. Vom unteren Guadalquivir bis in die Gegend von Brünn stehen den jüngeren Faltengebirgen die Stirnen von Brüchen entgegen. Was dort Sierra Morena genannt wird, heisst hier Manharts-Gebirge, und es kann sich nur darum handeln, ob nördlich von diesen Stirnen den einzelnen Bruchstücken eine grössere oder geringere Selbständigkeit gegenüber den Nachbarstücken zuerkannt werden will. Diese Frage ist aber um so nebensächlicher, als innerhalb der Gebirgsstücke selbst so gewaltige Dislocationen von dem verschiedensten Alter vorhanden sind, wie z. B. die Randbrüche des schottischen Grabens, der Bruch von St. Ingbert im Saargebiete und die Lettenkluft bei Przibram.

Anmerkungen zu Abschnitt II: Die Umrisse des Atlantischen Meeres.

[1] Rob. Bell, Report on Hudson's Bay and some of the Lakes and Rivers, lying to the West of it; Geol. Surv. of Canada, Rep. for 1879—1880, p. 27, C u. folg.; dess. Rep. on the Geol., Mineral., Zool. and Bot. of the Coast of Labrador, Hudson's Straits and Hudson's Bay; ebendas. Rep. for 1882—1884, DD. — Digges bei Cap Wolstenholme ist nur eine einzige Insel, von zwei tiefen Furchen durchschnitten; daher hat man gemeint, es seien drei selbständige Inseln vorhanden.

[2] P. C. Sutherland, On the geol. and glac. Phenomena of the Coasts of Davis' Strait and Baffin's Bay; Quart. Journ. geol. Soc. 1853, IX, p. 299.

[3] Franz Boas, Baffin-Land; Geogr. Ergebnisse einer 1883 und 1884 ausgeführten Forschungsreise; Peterm. Mittheil., Ergänzungsheft Nr. 80, 1885, S. 50 und 57.

[4] J. C. K. Laflamme, Rep. on geol. Observ. in the Region of the Saguenay; Geol. Surv. of Canada, Rep. for 1882—1884, D.

[5] A. Selwyn and G. M. Dawson, Descript. Sketch of the Phys. Geogr. and Geol. of the Dominion of Canada, 8°, Montreal, 1884, mit Karte; p. 5—26; auch Edw. Gilpin jun., The Geol. of Cape Breton Isl., Nova-Scotia; Quart. Journ. geol. Soc. 1886, XLII, p. 515—526, Karte.

[6] J. B. Jukes, General Rep. of the Geol. Survey of New-Foundland, 8°, Lond. 1843, Karte, p. 128 u. folg.; Al. Murray and J. P. Howley, Geol. Surv. of New-Foundland, 8°, Lond. 1881, p. 139 und an vielen and. Stellen; auch J. Milne, Notes on the phys. Nature and Mineralogy of New-Foundland; Quart. Journ. geol. Soc. 1874, XXX, p. 722—745.

[7] F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, 8°, 1886, S. 308.

[8] J. Richardson, On some Points of the Phys. Geogr. of N. America in connection with its Geol. Structure; Quart. Journ. geol. Soc. 1851, VII, p. 212—215; auch dess. Narrative of an Arctic Search Exped., 2 vol., Lond. 1851 und: The Polar Regions, Edinb. 1871, p. 285—289; Murchison, Siluria, 4. ed., p. 440 und an and. Ort.; ferner A. K. Isbister, On the Geol. of the Hudson's Bay Territ. and of portions of the Arctic and NW. Regions of America; Quart. Journ. geol. Soc. 1855, XI, p. 503. Von Süden her bis zum Sclavensee ist diese westliche Grenze des Schildes auch bereits verzeichnet auf der im Jahre 1883 erschienenen Uebersichtskarte der geol. Landesaufnahme von Canada.

[9] R. Bell, Report on Part of the Basin of the River Athabaskaw, NW. Territ.; Geol. Surv. Canada; Rep. for 1882—1884, CC.

[10] F. B. Meek, Remarks on the Geol. of the Valley of Mackenzie River, with Fig. and Descr. of Fossils from that Region, chiefly collected by the late Rob. Kennicott; Transact. Chicago Acad. Sciences, 1867—1869, I, p. 61—114; Taf.

[11] Meek ebendas. p. 74 u. folg.; Hébert, Documents sur la Géol. du Mac'Kenzie, recueillis par le Père Petitot; Bull. soc. géol. 1874—1875, 3. sér., III, p. 87; Petitot, Notes géol. sur le bassin du Mac'Kenzie; ebendas. p. 88—93.

[12] Osw. Heer, Flora foss. arct. I, 1868, S. 25 und 135—139.

[13] Capt. F. L. M'Clintock, Reminiscences of Arctic Ice Travel in Search of Sir J. Franklin and his Companions, with geol. Notes and Illustr. by S. Haughton; Journ. Roy. Dublin Soc. I, 1858, p. 183—250, Taf. und geol. Karte; dess.: The Voyage of the Fox in the Arctic Seas (auch unter dem Titel: A Narrative of the Discovery of the Fate of Sir J. Franklin and his Companions), 8°, 1859; Append. N° IV, Geol. Account of the Arctic Archipelago, by S. Haughton, p. 372—399 und geol. Karte; Uebersichtliche Darstellungen auch bei Osw. Heer, Flora foss. arctica, I, 4°, 1868, Karte; C. E. de Rance, Arctic Geol.; Nature, 1875, p. 448, geol. Kartenskizze. Die wichtigsten Arbeiten sind abgedruckt in Rup. Jones, Manual of the Nat. hist., Geol. and Physics of Greenland and the neighbour. Regions, 8°, 1875.

[14] Eine neue Karte der arktischen Länder von G. Dawson ist zu spät erschienen, um hier benützt zu werden. Sie ändert nicht wesentlich das Gesammtbild, dehnt aber z. B. das Silur über Wollaston-Land und Victoria-Land aus; G. M. Dawson, Notes to accomp. a geol. Map of the N. Portion of the Domin. of Canada; Geol. Surv. Can. 1887 (Ann. Rep. f. 1886), R, 62 pp. und Karte.

[15] Die wichtigste Quelle für die Kenntniss der silurischen Fauna dieser Zone vor M'Clintock ist J. W. Salter, On Arctic Silurian Fossils; Quart. Journ. geol. Soc. 1853, IX, p. 312—317; Taf.

[16] Heer, Flora foss. arct. I, S. 19 u. an and. Ort.

[17] Grinnell-Land einiger Reisenden, nur durch die Arthurstrasse getrennt von Nord-Devon und nicht zu verwechseln mit Grinnell-Land in 80° nördl. Br. am Kennedy-Canal.

[18] M. Neumayr, Die geogr. Verbreitung d. Juraformation; Denkschr. Akad. Wien, 1885, L, S. 94 und 141.

[19] Capt. H. W. Feilden and C. E. de Rance, Geol. of the Coasts of the Arctic Lands vis. by the late Brit. Expedit. under Capt. Sir G. Nares; Quart. Journ. geol. Soc. 1878, XXXIV, p. 556—639; Karte und Taf.

[20] R. J. Murchison, E. de Verneuil and Ct. Al. v. Keyserling, The Geol. of Russia in Europe and the Ural Mountains, 4°, 1845, I, p. 41—49.

[21] W. Dames, Geol. Reisenotizen aus Schweden; Ztschr. deutsch. geol. Ges., 1881, XXXIII, S. 415—433.

[22] Friedr. Schmidt, Beitr. z. Geol. d. Insel Gotland; Archiv f. d. Naturk. Liv-, Esth- und Kurlands, Dorpat 1859, 1. Ser., Bd. II, S. 403—464; Karte.

[23] C. Grewingk, Erläut. z. zweiten Ausgabe d. geognost. Karte Liv-, Esth- und Kurlands, 8°, Dorpat 1879 (mit Karte in Fol.); auch im Arch. f. Naturk., Dorpat, 1. ser., Bd. VIII; Fr. Schmidt, Revision des ostbalt. silur. Trilobiten nebst geogn. Uebersicht des ostbalt. Silurgebietes; Mém. Ac. St.-Pétersb. 1881, 7. sér., t. XXX, p. 55 u. folg., und dess.: On the Silur. (and Cambrian) Strata of the Baltic Provinces of Russia; Quart. Journ. geol. Soc. 1882, XXXVIII, p. 514—535, Karte pl. XXIII.

[24] A. A. Inostranzeff, Geol. Karte des N. Theiles des Gouv. Olonetz; Material. z. Geol. Russlands 1877, VII, Taf. II u. an and. Ort.

[25] Murchison am ang. O. p. 21, 22.

[26] Ed. Erdmann, Descript. de la format. Carbonif. de la Scanie, 4°, 1873 (aus den Veröff. der k. schwed. geol. Anstalt); Herr Erdmann hat die Güte gehabt, mir seither neuere Aufnahmen der Bruchlinien mitzutheilen; G. Nathorst, Till frågan om de Skånska dislocationernas ålder; Geol. Fören. Stockholm Forhandl. 1887, IX, p. 74—130, Karten. Einer der Querbrüche ist deutlich dargestellt von Hauchecorne in Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, 1875, XXIII, Texttaf. b.

[27] K. v. Seebach, Beitr. z. Geol. v. Bornholm, Zeitschr. d. geol. Ges. 1865, XVII, S. 338—347, Taf. VIII; M. Jespersen, Bidrag til Bornholm's Geotektonik; Naturhist. Tidskr. Kjöbnh. 1867, 3. R., V. Bd., p. 33—52, taf. VII; Nathorst am ang. O., p. 116 u. f.

[28] Th. Kjerulf, Dislokationerne i Kristiania dalen; Nyt Magaz. f. Naturvid. Christiania 1883, XXVIII, p. 79—88 und 171—197, sowie in vielen anderen Schriften.

[29] W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Egger; Univ.-Programm f. d. 2. Sem. 1882, 8°, Kristiania 1882 und insbesondere dess.: Ueber die Bildungsgeschichte des Kristianiafjords; Nyt Mag. 1886, XXX, p. 96—244; Karte, ferner: Om Kristiania fjordens Dannelse; Naturen, 1886, No. 7, 8; auch A. Penck, Ueber einige Kontaktgest. d. Kristiania-Silurbeckens; Nyt. Magaz. f. Naturvid. 1881, XXV, p. 62—82; Ed. Reyer, Vier Ausflüge in die Eruptivmassen bei Christiania; Jahrb. geol. Reichsanst. 1880, XXX, S. 27—42 u. and. Ich habe selbst Gelegenheit gehabt, mit Herrn L. Burgerstein mehrere der bezeichnendsten Punkte des Contactes des Drammengranites mit den silurischen Ablagerungen zu besuchen, in Vesuvian verwandelte Stücke von Halysites am Contact zu sammeln und mich von der Genauigkeit der von Kjerulf gegebenen Darstellung des Drammengranites zu überzeugen. Die Untersuchungen Brögger's gehören zu den eingehendsten, welche wir über die Bildung eines grossen Grabens besitzen.

[30] W. C. Brögger, Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien; Nyt. Magaz. 1884, XXVIII, p. 253—419, Karte.

[31] G. Nathorst, Ett försök att förklara orsaken till den skarpa gränsen mellan södra Sveriges vestra och östra urterritorium; Geol. Fören. Stockh. 1886, VIII, p. 95—102.

[32] Eug. Svedmark, Orograf. studier inom Roslagen; Geol. Fören. Stockh. 1887, IX, p. 188—210, Karte.

[33] Tellef Dahll, Ueber die Geol. Tellemarkens, deutsch v. W. Christophersen, 4°, Christiania 1860, S. 16—19.

[34] Kjerulf, Geol. Norw. S. 184.

[35] Hans H. Reusch, Die fossilienführenden krystallin. Schiefer von Bergen in Norwegen, deutsch v. Rich. Baldauf, 8°, Leipzig 1883, S. 5.

[36] Von diesen mögen hier nur genannt sein: Geolog. Oversigtskart over det sydlige Norge, Fol. 1878, und Th. Kjerulf, Die Geologie des südl. und mittl. Norwegen, deutsch v. Gurlt, 8°, Bonn 1880.

[37] A. E. Törnebohm, Ueb. die Geognosie der schwedischen Hochgebirge; Bihang till Sv. Vet. Akad. Handling. I, Nr. 12, 1873, Karte; die hier dargelegten Ergebnisse sind zum Theile auch bereits enthalten in dess. Verf.: En geognost. Profil öfver den Skandinav. Fjällryggen mellan Östersund och Levanger; Öfvers. af k. Vet. Akad. Förh. 1872 und Sver. geol. Unders. 1872. Es hat Törnebohm innerhalb der Hochgebirgslagen zwei Gruppen, die Seve- und die Köli-Gruppe benannt; es scheint aber nicht, dass diese beiden neuen Benennungen von den späteren Beobachtern als nothwendig angesehen worden sind. Eine gute geologische Uebersichtskarte der Gegend um den Stor Sjön ist enthalten in A. G. Högbom, Glaciala och Petrograf. Jakttagelser i Jemtlands Län; Sver. geol. Unders., Ser. C, Nr. 70, 4°, 1885.

[38] Fredr. Svenonius, Till Frågan om Forhållandet mell. ‚Wemsdal's-Quartsiten' och siluriska Formationen inom södra Delen af Jämtlands Län; Sver. Geol. Unders., Ser. C, Nr. 49, 8°; auch Öfvers. af Vet. Akad. Förh. 1881, N° 10. Högbom hat seither gezeigt, dass Theile des Ostrandes dieses Silurgebietes die archaische Unterlage an Verwerfungen eingesenkt ist; dess.: Om förkastnings-breccior vid den Jemtlandsk. silurform. östra gräns; Geol. För. Stockh. 1886, VIII, p. 352—361, Karte.

[39] Svenonius, Om ‚Seve gruppen' i nordligaste Jemtland och Ångermanland, samt dess Forhåll. till fossilför. Lager; Sver. Geol. Und., Ser. C, Nr. 45, 8°; auch Geol. Stockh. För. 1881, Nr. 67, V, Nr. 11.

[40] Kjerulf, Geol. südl. Norw., S. 272.

[41] Svenonius, Om Olivinstens och Serpentin förekomster i Norrland; Sver. geol. Unders., Ser. C, Nr. 56 und Geol. Fören. Stockh. VI, 1883; dess. Studier vid Svenska

Jöklar; ebendas. Ser. C, Nr. 61 und Geol. Fören. VII, 1884, im Schlussworte; ferner dess. Nya olivinst. förekomster i Norrland; Geol. För. 1885, VII, p. 201—210.

42 David Hummel in: Underd. Berättelse om en på nåd. befalln. år 1875 företagen Undersökn. af Malmfyndigheter inom Gellivare och Jukkasjärvi Socknar af Norbottens Län; Sver. Geol. Unders., 4°, 1877; dabei Taf. I, Geol. Öfversigtskarta öfv. d. kända Delen af Norbottens Län, und Taf. II, Geol. Karta öfv. en Del af Torne och Lule Lappmarker; Karl Pettersen, Det nordlige Sveriges och Norges Geologi; med et geol. Profil over den Skandinav. Halvö fra Saltdalen til Piteå, in Lie, Müller og Sars, Archiv f. Math. og Naturvid. III; Kristiania 1878.

43 Svenonius, Några ord om Svenska Lappland, in der Zeitschrift ‚Heidrun', Februar und März 1885, p. 26—33. Die Höhenangaben sind, wie mir Herr Svenonius mittheilt, dem ‚Norbotten's läns Ekonomiska Kartwerk' entnommen und beruhen auf zuverlässigen barometrischen Messungen.

44 Tellef Dahll, Geol. Kart over det Nordlige Norge, mit Bistand af Corneliussen, Hjortdahl, Lassen og C. Pettersen, Fol., Kristiania 1866—1879; Pettersen's neuere Abhandlungen sind theils in der Tromsö Museum's Aarshefter, theils im Archiv f. Math. og Naturvid. von Lie, Müller und Sars enthalten. Pettersen unterscheidet drei Gruppen geschichteter Gebirge: Dividal-Gruppe, Tromsö-Glimmerschiefer und Balsfjord-Gruppe, welch' letztere neuerlich als älter als der Tromsö-Glimmerschiefer angesehen wird; da jedoch diese Frage nicht von massgebender Bedeutung für die hier behandelten Fragen ist, habe ich ausser der Dividal-Gruppe keine anderen Glieder innerhalb des Tafellandes, oder, nach der Bezeichnung, welche in Norwegen üblich ist, in der Hochgebirgs-Serie angeführt; vgl. Pettersen, Balsfjordgruppens plads i den geol. Fölgeräkke; Troms. Mus. Aarsh. VI, 1883, p. 87—97. Mehrere der wichtigsten Felsarten dieser Gegenden beschreibt Philippson in Verh. naturhist. Ver. Rheinl. Westphal. 1883, XL, Sitzungsber. S. 190—210.

45 Pettersen, Lofoten og Vesteraalen; Archiv f. Math. und Naturw. 1881, Karte.

46 Osw. Heer hat unter den Pflanzenresten von Andö zwei Pinus-Arten solchen von Spitzbergen gleichgestellt.

47 Mit besonderem Danke habe ich meines Begleiters, des Hrn. Dr. Leo Burgerstein zu gedenken, welcher mit wahrer Aufopferung all' die Unbequemlichkeiten einer solchen Reise mir so weit als thunlich zu entfernen bemüht war und mir dadurch die ganze Zeit für meine Aufgabe verfügbar machte. Der grösste Theil der hier genannten Punkte ist ersichtlich auf Pettersen's Uebersichtskarte des S. Theiles des Tromsö-Stiftes, in dess. Geol. Undersög. inden Tromsö Amt og tilgr. Dele af Nordland's Amt; k. norsk. Ved. Selsk. Skr. 1874, VII, p. 261—444 u. Taf.

48 Dieses weisse Band hat auch Pettersen bemerkt; Not. vedrör. d. nordnorske fjeldbygning; Geol. Fören. Stockh. 1886, VIII, p. 466.

49 Pettersen, Profil fra Rigsgraendsen over Lyngen til Kvalö; Forh. Vidensk. Selsk. Christ. 1868, p. 155—158, Tafel.

50 Ders., Kvaenangen, Tromsö Mus. Aarsh. IV, 1881, beschreibt Bergs u. Meilandshalvö sammt Spildern, Rodö und Haukö als einst zusammenhängenden Felsenwall.

51 Ders., De Norske Kystströgs geologi, IV. Porsanger-halvöen; Arch. Math. Naturv. X, 1884, Karte; insb. p. 167. Es ist höchst erfreulich zu sehen, wie im hohen Norden, in 70° 30', in Gebieten, wo kaum ein Baum und nur selten ein Strauch das Auge erfreut, in vorurtheilsfreier Betrachtung der Natur dieser Forscher dieselben Ansichten von dem Absinken grosser Gebirgstheile gewinnt, welche an anderen Orten unter weit bevorzugteren Verhältnissen erst nach vieler Meinungsverschiedenheit erlangt worden sind.

52 Pettersen, Ueber d. Vorkommen des Serpentins und Olivinfels im N. Norwegen; Neu. Jahrb. f. Min. 1876, S. 613—622.

53 L. v. Buch, Reise durch Norwegen und Lappland, II, Berlin 1810; Gesammelte Schrift. herausg. v. Ewald, Roth und Eck, 1870, II, S. 449—453 und das Profil Taf. V.

54 Tellef Dahll, Om Finmarken's Geologie; Forh. Vidensk. Selsk. Christ. 1868, p. 213—222, Taf. IV. T. Dahll erkennt richtig die Aequivalente des primordialen Alaun-

schiefers, hält die auflagernden Schichten für Devon, die Graphitlagen für veränderte Kohlenflötze der Carbonzeit, die diesen aufgelagerten braunen Sandsteine für permisch; Versteinerungen wurden bisher nicht gefunden.

55 Pettersen, Vestfjorden og Salten; Arch. f. Math. Naturvid. 1886, XI, 116 pp., Karte.

56 Th. Kjerulf, Merakerprofilet; Norsk. Vidensk. Selsk. Skrift. 1882, p. 63—140, 7 Taf.; F. Svenonius, Några profiler inom mellerst. Skandinav. Skifferområde; Geol. Fören. Stockholm. Forh. Nr. 95, Bd. VII, p. 631—654, Taf. XVII; Versteinerungen aus diesen Strecken beschreibt Brögger, Om Trondhjemfeldtets midl. Afdel. mellem Guldalm og Meldalen; Forh. Vid. Selsk. Christ. 1877, Nr. II, p. 1—28; Tafel und Karten.

57 Hans H. Reusch, Grundfjeldet i söndre Söndmör og en Del af Nordfjord; Forh. Vid. Selsk. Christ. 1878, Nr. 2, p. 1—18, Karte.

58 Hans H. Reusch, Silurfossiler og pressede konglomerater i Bergensskifrene; Univ. Progr. f. 1. Halvj. 1883, 8°, Kristiania 1882; Ders., Die fossilienführenden krystallin. Schiefer von Bergen in Norw., deutsch v. Baldauf; Leipzig 1883. Diese Untersuchungen haben treffliche Beispiele von der weitgehenden Veränderung des Gesteins durch Druck und der Erhaltung von Petrefacten in solchen Gesteinen geliefert, welche den in den Alpen gesammelten Erfahrungen vollkommen entsprechen. Es ist mir aber sehr aufgefallen, dass auch in den flach gelagerten Theilen Norwegens, namentlich im Norden, Thonglimmerschiefer, Glimmer- und Hornblendschiefer auftreten, wie dies von zahlreichen Autoren bereits erwähnt ist, und dass z. B. in Tromsö-Stift, wie Pettersen richtig sagt, gerade die tiefsten dieser Schichten die geringste Veränderung zeigen. Wohl habe ich z. B. am südlichsten Ende des Balsfjords, in der Nähe der Stelle, wo die grosse Flexur Fig. 6, S. 74, 75 das Meer erreicht, viele Zeichen von Striemung und Gleitung auf den Schichtflächen gesehen und einzelne Zwischenlagen z. B. in der Tiefe des Dividal selbst gefunden, wo die Schichten gleichsam in sich selbst geknittert waren, bei flacher Auflagerung anderer Bänke, so dass man meinen könnte, auch bei Bildung einer so grossen Flexur könne solche Zerrung und solche innere Bewegung der Bänke gegen einander eintreten, dass hiedurch grosse Veränderung des Gesteins ohne eigentliches Faltenwerfen hervorgebracht werden könnte; aber es sind weite Strecken vorhanden, wo auch solche Flexuren nicht vorkommen, und dennoch sind ziemlich durch die ganze Länge der Halbinsel krystallinische Schiefer bekannt, welche höher liegen als nachweisbar primordiale Ablagerungen.

59 Die von Zittel beschriebenen Schichtenköpfe in der lybischen Wüste sind Glintlinien, erzeugt durch Abrasion; die Abfälle am Südfusse des Uinta, welche durch Flexuren erzeugt wurden, sind es nicht.

60 Törnebohm, Geogn. schwed. Hochgeb. S. 49.

61 A. Wichmann hat Zweifel gegen Höfer's Auffassung des Baues von N. Semlä geäussert; nachdem Wichmann jedoch selbst die Insel als die unmittelbare Fortsetzung der Insel Waigatsch und des Pae-Choi ansieht, ist hiemit die Hauptfrage entschieden und glaube ich nach neuerlicher Rücksprache mit Herrn Hoefer an dessen Angaben um so mehr festhalten zu sollen, als sie im besten Einklange mit den Erfahrungen über den Bau des N. Ural stehen; A. Wichmann, Zur Geol. von Nowaja-Semlja; Zeitschr. d. geol. Ges. 1886, XXXVIII, S. 516—550.

62 K. Pettersen, Arktis, II; Arch. f. Math. Naturvidensk. Kristiania 1882, p. 465—489.

63 H. Mohn, Dybde-Kart over Nordhavet; Norske Nordhavs-Exped. XVIII, 1887, Pl. I.

64 Insbes. A. E. Nordenskjöld, Spetsbergen's Geologie, k. Vetensk. Akad. Handl. Stockholm 1867, VI, mit geol. Karte, auch in engl. Uebersetzung im Geol. Magaz. 1872; H. Höfer, Graf Wilczek's Nordpolfahrt im Jahre 1872, I, Beitr. z. Geogr. Süd-Spitzbergen's, Peterm. Mitth. 1874, S. 220—223; R. v. Drasche, Geol. Beobacht. auf einer Reise nach den Westküsten Spitzbergen's im Sommer 1873; Verh. geol. Reichsanst. 1873, S. 260—363.

65 C. R. Markham, The Voyage of the ‚Eira‘ and M. Leigh Smith's Arctic Discoveries in 1880; Proc. Geogr. Soc. Lond., New Ser. III, 1881, p. 135. Die Conifere ist

nach Carruthers ein echter Pinus. Etheridge erwähnt noch ältere Gesteine unter dem Jura; ebendas. p. 147.

66 Norsk. Nordh. Exp. V, 1882; H. Mohn, Geogr. og Naturhist., p. 32.

67 F. v. Hochstetter, Geol. Ost-Grönlands zwischen dem 73. und 76.° n. Br.; a) Allg. Uebersicht, bearb. von Franz Toula; b) Spec. Darstellung, bearb. von Osc. Lenz; Mesoz. Versteinerungen von der Kuhninsel, von Franz Toula, in: Zweite Deutsche Nordpolfahrt, II, 1872, S. 471—511, und Hochstetter, Geol. Kartenskizze von Ost-Grönland nach den Beobacht. und Samml. von Payer und Copeland, ebendas. Geol. Taf. I. — Die gesammte ältere geol. Literatur Grönlands ist gesammelt in Rup. Jones' werthvollem Manual of the Nat. Hist., Geol. and Physics of Greenland, 8°, London 1875.

68 Gust. Laube, Geol. Beobacht., gesammelt während der Reise der ‚Hansa' und gelegentlich des Aufenthaltes in Süd-Grönland; Sitzungsber. Akad. Wien 1873, LXVIII, S. 17—109, u. geol. Karte; K. J. V. Steenstrup og A. Kornerup Beretning op Expedit. til Julianehaab's District i 1876; Meddedels om Grönland, II, Kjöbnhavn 1881, p. 1—26; Steenstrup, Bemaerkn. til et geogn. Oversigtskaart over en Del af Julianeh. Distr.; ebendas. p. 27—41 u. geol. Karte.

69 A. Kornerup, Geol. Jagttagels. fra Vestkysten af Grönland (62° 15'— 64° 15' n. Br.); Medded. I, 1879, p. 77—139, geol. Karte B.

70 A. Kornerup, Geol. Jagttagels. fra Vestkysten af Grönland (66° 55' — 68° 15'); ebendas. II, 1881, p. 151—208, geol. Karte, Taf. VI.

71 K. J. V. Steenstrup, Bidrag til Kjendskap til de geognost. og geograf. Forhold i en Dal af Nord-Grönl.; Medded. IV, 1883, p. 173—242; geol. Karte, und dess. Om Forekomsten af Forsteninger i de Kulför. Dannels. i Nord-Grönl.; ebendas. V, 1883, p. 45—77.

72 P. de Loriol, Om foss. Saltvandsdyr fra Nord-Grönl.; ebendas. V, 1883, p. 203—213.

73 P. C. Sutherland, On the Geol. and Glac. Phenomena of the Coasts of Davis' Strait and Baffin's Bay; Quart. Journ. geol. Soc. 1853, IX, p. 297. Ich habe es nicht gewagt, die N. von Cap Atholl ausgeführten Beobachtungen anzuführen, da sie ziemlich unbestimmten Inhaltes sind und offenbar zum Theile nur von Bord aus angestellt wurden.

74 Das Kärtchen von Feilden und de Rance in Quart. Journ. geol. Soc. XXXIV, 1878, taf. XXIV.

75 O. Heer, Notes on foss. Plants, discov. in Grinnell-Land by Capt. H. W. Feilden; ebendas. p. 66—70.

76 J. W. Judd, Address to the geol. Section of the Brit. Assoc. at Aberdeen, 1885.

77 A. Geikie, Textbook of Geology, 8°, Lond. 1885, p. 712.

78 Ich will hier aus der langen Reihe nur die letzte mir bekannt gewordene Schrift anführen: J. Geikie, The physical Features of Scotland; Scott. Geogr. Magaz. I, 1885, p. 26—41. Für die Fortsetzung nach Irland: R. Harkness, On the Rocks of Portions of the Highlands of Scotland S. of the Caledonian Canal, and on their Equivalents in the N. of Ireland; Quart. Journ. geol. Soc. 1861, XVII, p. 256—271; E. Hull, The Phys. Geol. and Geogr. of Ireland, 8°, Lond. 1878, p. 20; C. Callaway, On the Granitic and Schistose Rocks of N. Donegal; Quart. Journ. geol. Soc. 1885, XLI, p. 221—239 (Ueberfaltung in Donegal p. 238).

79 A. Geikie, The crystalline Rocks of the Scottish Highlands; Nature, 13. Nov. 1884, p. 29—31, und B. N. Peach and J. Horne, Report on the Geol. of the NW. of Sutherland, ebendas. p. 31—35. — Die Uebereinstimmung der Lofoten und der Hebriden betont Bonney, Quart. Journ. geol. Soc. 1870, XXVI, p. 623.

80 H. Hicks, On the Metamorphic and overlying Rocks in parts of Ross and Inverness Shires; Quart. Journ. geol. Soc. 1883, XXXIX, p. 141—159 (Append. On the lithol. Characters of a Ser. of Scotch Rocks etc. by T. S. Bonney, ebendas. p. 159—166) und Karte; C. Callaway, The Age of the newer Gneissic Rocks of the Northern Highlands; ebendas. p. 355—414 (Lithol. App. by Bonney p. 414—420); C. Lapworth, Close of the Highland Controversy; Geol. Magaz. 1885, p. 97—106 u. a. a. Ort.

81 Peach, Mem. Geol. Survey of Scotland; Explanation of Sheet 15, 8°, 1871, p. 7 und 37.

82 J. W. Judd, The Secondary Rocks of Scotland; Quart. Journ. geol. Soc. 1873, XXIX, p. 113 ff., pl. VII (vgl. I, S. 269).

83 Durch diesen Umstand erklärt Lepsius die Senkungen von Zabern und im Kraichgau; R. Lepsius, Die oberrhein. Tiefebene und ihre Randgebirge; Forschungen z. deutschen Landes- und Volkskunde, herausg. v. R. Lehmann, I, 2. Heft, 1885, S. 70. — Das Ausstreichen der Bruchlinien am Dornoch und Moray Firth entspricht dem Ausstreichen der Brüche aus dem Westrande der böhmischen Masse gegen Bayern.

84 B. N. Peach and J. Horne, The Glaciation of the Shetland-Isles; Quart. Journ. geol. Soc. 1879, XXXV, p. 778—811 und geol. Karte. Die Verfasser nehmen an, dass das Meer zwischen Skandinavien und den Shetlands völlig von der Eismasse verdrängt worden sei.

85 Hull, Phys. Geol. and Geogr. of Ireland, p. 138. Ein Profil durch Dingle-, Kenmare- und Bantry-Bay mit einem grossen Bruche in der ersten und Synclinalen in den folgenden Buchten gibt Kinahan im Geol. Magaz. 1879, 2. ser., VI, p. 351.

86 J. C. Moore, On the Silur. Rocks of Wigtownshire; Quart. Journ. geol. Soc. 1856, XII, p. 359—366.

87 A. C. Ramsay, The Geol. of N. Wales; Mem. geol. Surv. Gr. Britain, vol. III, 1866, p. 13.

88 Sir Henry T. de la Beche, On the Formation of the Rocks of S. Wales and S. W. England; Mem. geol. Surv. Gr. Britain, 1846, vol. I, p. 1—296; insbes. p. 221—239; vergl. Entsteh. d. Alpen, S. 16.

89 Ebendas. p. 223: ‚a twist of rocks in a new direction over an older one'.

90 A. Geikie, On the supposed Pre-Cambrian Rocks of St. Davids; Quart. Journ. geol. Soc. 1883, XXXIX, p. 261—333, Karte p. 268; aus dem überstürzten Flügel tritt Granit hervor. Dagegen Hicks, On the Pre-Cambrian Rocks of Pembrokeshire; ebendas. 1884, XL, p. 507—560, Karte, wo das Auftreten archaischer Felsarten behauptet wird.

91 J. E. Marr and T. Roberts, The lower Rocks of the Neighbourhood of Haverfordwest; Quart. Journ. geol. Soc. 1885, XLI, p. 476—491, pl. XV.

92 W. Buckland and W. D. Conybeare, Observations on the S. W. Coal District of England; Trans. geol. Soc. 1824, 2. ser., I b, p. 214—232; Figur der überstürzten Lagerung auf Steep Holmes auf p. 233. Die obenerwähnte eigenthümliche Art der Begegnung der Gebirge, das gerade, südwestliche Streichen in N. Wales und die Ablenkung gegen SW., welche das silurische Gebirge in der Richtung der Brides-Bay erleidet, sind ersichtlich auf Ramsay's Uebersichtskarte: Geol. of N. Wales, Mem. geol. Surv. 1866, vol. III. Wie in N. Wales ein leichtes Abschwenken aus der SW.- bis SSW.-Richtung in eine noch etwas mehr südliche eintritt, zeigt die von Larivière mitgetheilte Uebersichtskarte der Streichungsrichtungen in: Notes d'un Voyage aux Ardoisières du Pays de Galles; Ann. d. Mines, 1884, 8. sér., VI, pl. XIII, fig. 1.

93 Ebendas. p. 220; für die Mendips insbes. C. Moore, On Abnormal Conditions of secondary Deposits when connected with the Somersetshire and S. Wales Coal Basin; Quart. Journ. geol. Soc. 1867, XIII, p. 449—568, insbes. p. 451 u. folg.; H. B. Woodward, Geol. of the E. Somerset and the Bristol Coalfields; Mem. geol. Surv. England and Wales, 1876, p. 22, 190 u. folg. Die Versuche, die Ueberstürzung der Kohlenflötze auf andere als die hier befolgte Weise zu erklären, haben nur zu weit mehr verwickelten Annahmen geführt; vgl. H. B. Woodward, Remarks upon Inversions of Carbon. Strata in Somersetshire; Geol. Magazine, 1871, VIII, p. 149—154.

94 A. Sedgwick and R. J. Murchison, On the Phys. Structure of Devonshire; Trans. geol. Soc. 1840, 2. ser., V, p. 633—704, pl. L—LVIII, Karte. Die N. devonische Zone, welche die südliche Küste der Bucht von Bristol bildet, besteht aus regelmässig S. fallenden Schichten, welche sich unter den Culm der Synclinale neigen, aber unmittelbar vor dem O.-Rande des Horstes erleiden sie, offenbar durch eine locale Vor-

schiebung des Gebirges, eine sigmoide Beugung des Streichens gegen N., und vor diesem O. Rande des Horstes liegen als ein ziemlich selbständiges Bruchstück die Quantock-Hills, in welchen das Knie sich fortsetzt. Die Rückkehr in die normale Richtung der Mendips ist aber versenkt und unsichtbar. Diese Verhältnisse zeigt sehr deutlich das Kärtchen von Etheridge im Quart. Journ. geol. Soc. 1867, XXIII, p. 580.

95 T. G. Bonney, On the geol. of the S. Devon Coast from Torcross to Hope Cove; Quart. Journ. geol. Soc. 1884, XL, p. 1—25; insb. p. 24.

96 P. Dalimier, Stratigraphie des terr. primaires dans la Presqu'île du Cotentin; 8°, Paris 1871; Ch. Barrois, Observations sur la constit. géol. de la Bretagne; Ann. soc. géol. du Nord, 1883—1884, XI, p. 87—91 und 278—285; dess. La structure stratigr. des Montagnes du Menez, ebendas. 1885, XIII, p. 65—71; dess. Aperçu de la structure géol. du Finistère; Bull. soc. géol. 1886, 3. sér., XIV, p. 655—665 und Aperçu de la constit. géol. de la rade de Brest; ebendas. p. 678—706, u. an vielen and. Ort.; Edm. Hébert, Phyllades de St.-Lô et conglomérats pourprés dans le NO. de la France, ebendas. p. 713—774 und Comptes-rend. 1886, t. CIII, Sitzung v. 26. Juli u. folg.; P. Lébesconte, Constit. génér. du Massif breton comp. à celle du Finistère; Bull. soc. géol. 1886, 3. sér., XIV, p. 776—819 u. a. a. Ort.

97 R. Godwin Austen, On the possible extension of the Coal-Measures beneath the S. E. part of England; Quart. Journ. geol. Soc. 1856, XII, p. 38—73, Karte.

98 Judd, On the Nature and Relations of the Jurassic Deposits, which underlie London; ebendas. 1884, XL, p. 754.

99 M. Bertrand, Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord; Bull. soc. géol. 1884, 3. sér., XII, p. 318—330; pl. XI.

100 J. Gosselet, Esquisse géol. du Nord de la France; 1. fasc. Terr. primaires. 8°, Lille 1880, Atlas; G. Dewalque, Carte géol. de la Belgique; fol., Brux. 1879.

101 Will. Hopkins, On the geol. Structure of the Wealden District and the Bas-Boulonnais; Trans. geol. Soc., 2. ser., VII, 1845, p. 1—51, Karte. Die von Hopkins beschriebenen meridionalen Quersprünge sind zum Theile wahre Blätter, d. i. Verschiebungsebenen, wie die Medina-Fault auf der Insel Wight. Das ansehnliche Erdbeben vom 22. April 1884 wäre demnach ein Blattbeben im Sinne der alpinen Beben und ein Anzeichen der Andauer ähnlicher Kräfte wie in den Alpen; Meldola and White, Nature, Jan. 21, 1886, p. 265.

102 d'Archiac, Etudes sur la format. crétacée des Versants SO., N. et NO. du Plateau Central de la France; Mém. soc. géol. 1846, 2. sér., II, p. 116; auf der Karte pl. I zeigt eine punktirte Linie die vermuthete Verbindung der Linie des Artois mit dem Weald an. Damals vermuthete man die Ueberschiebung der Flötze bei Arras; dies wurde durch die Bohrungen richtiggestellt; Degoussée and Laurent, On the Valenciennes Coal-Basin, Quart. Journ. geol. Soc. 1856, XII, p. 252, pl. V.

103 Godwin Austen a. a. Ort, p. 62. Die Faltungen beschrieb auch schon P. J. Martin, On the anticlinal Line of the London and Hampshire Basin; Philos. Magaz. 1851, 4. ser., II, p. 41—51, 126, 189, 278, 366, 471, ferner ebendas. 1856, 4. ser., XII, p. 447—452 und 1857, XIII. p. 33, 109.

104 Will. Topley, The Geol. of the Weald; Mem. geol. Survey of England and Wales, 8°, 1875, Karten; insbes. p. 216 u. folg.

105 Edw. Forbes, On the tertiary Fluvio-Marine Formation of the Isle of Wight; Mem. geol. Surv. of Great Britain, 8°, 1856, Karte.

106 A. de Lapparent, Note sur le soulèvement du pays de Bray et l'ouverture de la Vallée de la Seine; Bull. soc. géol. 1871, 2. sér., XXIX, p. 231—238, pl. I und dess. Traité de Géol., 2. éd., 8°, Paris 1885, p. 1420.

107 Hébert, Note sur la craie blanche et la craie marneuse dans le bassin de Paris; Bull. soc. géol., 2. sér., XX, 1863, p. 605—681; Ondulations de la Craie dans le bassin de Paris, ebendas. 1871, 2. sér., XXIX, p. 446—472 und p. 583—595, ferner ebendas. 1875, 2. sér., III, p. 512—546, Karte; dess. Ondulat. de la craie dans le N. de la France;

Ann. des Sciences géol. 1876, VII, Art. N° 2; 48 pp., Karte; N. de Mercey, Note sur la craie dans le Nord de la France; Bull. soc. géol. 1863, 2. sér., XX, p. 631—644.

108 Ch. Barrois, Ondulations de la craie dans le Sud de l'Angleterre; Ann. Soc. géol. du Nord, 1875, II, p. 85—111, und insbes. dess. Recherches sur le Terr. crét. sup. de l'Angleterre et de l'Irlande, 4°, Lille, 1876, p. 114—123.

109 Ch. E. Weiss, Die Steinkohlen-führenden Schichten bei Ballenstedt am N. Harzrande; Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. 1881, S. 595—603.

110 C. W. Gümbel, Geogn. Beschreib. d. Fichtelgebirges (Geogn. Beschr. d. Königr. Bayern, III), 8°, Gotha, 1879, S. 555—575.

111 A. Makofsky und A. Rzehak, Die geol. Verhältnisse d. Umgebung von Brünn; Verh. Naturf. Verein. Brünn 1884, XXII, S. 82 u. geol. Karte.

112 Guill. Lambert, Nouveau Bassin Houiller découv. dans le Limbourg hollandais, Rapport; Ann. Soc. géol. Belg. 1877, IV, p. 116—130; Rapport de M. v. Dechen, ebendas. p. 130—132; F. L. Cornet, Notice sur le Bass. Houill. Limb. ebendas. p. 133—142.

113 H. v. Dechen, Geol. und Pal. Uebersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen (Erläut. zur geol. Karte, II); 8°, Bonn, 1884, S. 227, 230; auch viel früher: Ueber den Zusammenhang der Steinkohlenreviere von Aachen und an der Ruhr; Zeitschr. f. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, 1885, III, S. 1—8.

114 H. v. Dechen, Uebers. Rheinprov. S. 208.

115 z. B. Mojsisovics, Jahrb. geol. Reichsanst. 1873, XXIII, S. 174.

116 A. v. Lasaulx, Das Erdbeben von Herzogenrath am 22. October 1873, 8°, Bonn, 1874, S. 141 u. folg.

117 Gosselet, Esquisse géol., p. 17 u. folg.

118 A. v. Lasaulx, Ueber die Tektonik und die Eruptivgesteine der französischen Ardennen, Vortrag in der Herbst-Versamml. d. naturhist. Vereines der preuss. Rheinlande und Westph. 7. October 1883, 8°, Bonn, 1884. — Gosselet's ‚Faille de Remagne' an der SO.-Seite der kleinen Masse von Givonne ist ein Wechsel. Ders., Sur la Faille de Remagne et sur le métamorphisme qu'elle a produit; Ann. Soc. géol. du Nord, 1883—1884, XI, p. 176—190. Ich habe es nicht für nöthig gehalten, hier auf die Streitfrage einzugehen, ob zwischen den überschobenen cambrischen Sätteln und dem Unterdevon eine ursprüngliche Discordanz der Lagerung besteht oder nicht, da die Schuppenstructur allseitig anerkannt ist. Ebensowenig habe ich die Frage besprochen, unter welchen Umständen Spuren einer granitischen Intrusion unter dem Hohen Venn nachweisbar sind oder nicht. A. v. Lasaulx, Der Granit unter dem Cambrium des Hohen Venn; Verh. naturhist. Verein. Rheinl.-Westph. 1884, XLI, S. 418—450. Dewalque, Sur les Filons granitiques et les Poudingues de Lammersdorf; Ann. Soc. géol. Belg. 1885, XII, p. 158—163.

119 E. Holzapfel, Die Lagerungsverhältnisse des Devon zwischen Roer- und Vichtthal; Verh. naturh. Verein. Rheinl.-Westph. 1883, XL, S. 397—420, Karte; G. Dewalque, Sur la Terminaison N. E. du Massif Cambrien de Stavelot, Ann. Soc. géol. Belg. 1884, XI, Bull. p. CXX—CXXV. In dieser Beziehung weicht meine Auffassung von jener eines ausgezeichneten Beobachters ähnlicher Dinge, Lossen, wesentlich ab. Lossen sieht in dieser Beugung des Hohen Venn, sowie in jener der S. folgenden Mulden der Eifel eine Torsion oder Umformung des ursprünglich im niederländischen Sinne gelegten Sattels durch spätere, hercynische Faltung. In diesem Falle würde nicht solche Krümmung bestehender Sättel, sondern neues Sattelwerfen quer über das Gebirge, also Interferenz, nach meiner Ansicht eintreten. Ich möchte auch hinzufügen, dass das hier (Fig. 12, I, S. 163) nach Lossen dargestellte strahlenförmige Gangsystem von Andreasberg zu sehr der Wirkung einer Torsion gleicht, als dass ich nicht auch heute diese Erklärung vorläufig als die passendste ansehen möchte, dass ich aber nicht in der Lage bin, aus den bisher veröffentlichten Daten eine Umstauung des ganzen Faltenbaues des Harzes zu erkennen; K. A. Lossen, Ueber das Auftreten metam. Gesteine in den alten paläoz. Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge, und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion); Jahrb. preuss. geol. Landesanst. 1884, S. 56—112; A. v. Groddeck

sieht im Harze nur niederländische Faltung, und diese Ansicht scheint mir den bisher veröffentlichten Erfahrungen zu entsprechen; ebendas. 1883, S. 73, Anm.

120 C. Koch, Ueber die Gliederung der rhein. Unterdevon-Schichten zwischen Taunus und Westerwald; Jahrb. preuss. geol. Landesanst. für 1880, S. 198 u. folg.; Profil auf Taf. VI.

121 H. v. Dechen, Uebers. Rheinprov. S. 269—275.

122 Ebendas. S. 261; über den nahe doch nicht genau übereinstimmenden Verlauf eines weit späteren Bruches gibt lehrreiche Aufschlüsse G. Mayer, Ueber die Lagerungsverhältn. am S. Rande des Saarbrückner Steinkohlengeb.; Mitth. Commiss. f. geol. Landes-Unters. v. Elsass-Lothr., 1886, I.

123 Rich. Lepsius, Die oberrheinische Tiefebene und ihre Randgebirge; Forsch. z. deutsch. Landes- und Volkskunde, herausg. v. R. Lehmann, I, Heft 2, 8°, Stuttg., 1885, S. 52 u. folg.

124 A. v. Groddeck, Jahrb. preuss. geol. Landesanst. 1883, S. 73, Anm.; vgl. oben Anm. 119.

125 z. B. A. v. Koenen, Ueb. Dislocationen W. u. SW. vom Harz; ebend. S. 45, 1884.

126 A. v. Groddeck, Zur Kenntniss des Oberharzer Culm; ebend. 1882, S. 67.

127 E. Kayser, Ueber das Spaltensystem am SW. Abfalle des Brockenmassivs, insbes. der Gegend von St. Andreasberg; ebendas. 1882, S. 424.

128 (Lossen): Erläut. zur geol. Specialkarte von Preussen und der Thüring. Staaten; Gradabth. 56, Nr. 30, Blatt Wippra, 1883, S. 36.

129 C. W. Gümbel, Geogn. Beschreib. d. Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem W. Vorlande (Geogn. Beschreib. des Königr. Bayern III), 8°, Gotha, 1879; insb. S. 97, 628 u. folg.

130 Gümbel, ebendas. S. 635 u. a. and. Ort.

131 Das NO. Streichen des Thüringerwaldes ist deutlich dargestellt auf Richter's Uebersichtskarte in Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1851, XX, Taf. XX; ebenso bei Credner, Versuch einer Bildungsgesch. des Thüringerwaldes, 8°, 1855, und in neueren Arbeiten, wie z. B. H. Loretz, Beitr. z. geol. Kenntn. der cambr. phyllit. Schieferreihe in Thüringen, Jahrb. preuss. Landesanst. 1881, S. 244, insb. den betreffenden Blättern der Specialkarte; die Brüche wurden hier I, S. 254 besprochen. In letzter Zeit hat Loretz im SO. Thüringerwalde neben der engen und allgemeinen Faltung im Sinne des Erzgebirges noch weite Auf- und Abbiegungen in grossem und sehr grossem Massstabe unterschieden, von welchen die meisten auch gegen NO., andere aber gegen NW. streichen; Loretz, Zeitschr. d. geol. Ges. 1886, XXXVIII, S. 468, 469.

132 K. T. Liebe, Uebersicht über d. Schichtenaufbau Ostthüringens; Abh. z. geol. Spec.-Karte von Preussen u. s. w., 1884, V, S. 398 und 530, Karte, u. a. and. Ort.

133 H. Credner, Das vogtländisch-erzgebirgische Erdbeben v. 23. Nov. 1875; Zeitschr. ges. Naturw. Halle, 1876, XLVIII, S. 261; auch dess.: Ueber d. erzgebirgische Faltensystem, Vortrag geh. auf d. deutsch. Bergmannstage, 8°, Dresden, 1883.

134 Dess.: Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung, 8°, Leipzig, 1884, Karte. Insb. S. 61 u. folg.

135 Dess.: Der Boden der Stadt Leipzig, 8°, Leipzig, 1853, S. 7. Herr Prof. Credner hat die Güte gehabt, mir die folgenden, für die hier behandelte Frage wichtigen Beobachtungen mitzutheilen: ‚1. Phyllite von Wellerswalde = N. 75° O., fallen steil SSO.; 2. Andalusit-Glimmerschiefer von Clauschwitz = N. 60° O., saiger stehend; 3. Zahlreiche untersilurische Grauwacken-Vorkommnisse N. 45—50° O. bis N. 60° O., zuweilen N. 70° O., fallen steil S. Die Grauwacke besitzt in ihrem östlichen, nach der Elbe gerichteten Verlaufe ein Streichen von N. 45—50° O., weiter gegen Westen zu, in der Richtung der Collmberge N. 60—75° O. — Bis gegen Hainichen Str. WSW.—ONO. und südliches Einfallen. — SSO. vom Strehla'er Gebirge, und zwar S. von Riesa wird das Diluvium von einigen isolirten Kuppen von krystallinischen Schiefern durchragt (Gneiss, Hornblendschiefer etc.).

Diese streichen SO.—NW., also fast rechtwinklig auf die Oschatz-Strehla'er Grauwackenzone.' Die Specialaufnahme der Lausitz ist noch nicht vollendet.

136 B. Cotta, Erläut. zu Section VI der geognost. Charte des Königr. Sachsen, 8°, 1839, S. 46; Naumann und Cotta, Erläut. zu Section X, 1845, S. 448.

137 Just. Roth, Erläut. zu der geognost. Karte vom Niederschles. Gebirge und den umliegenden Gegenden, 8°, Berlin, 1867, S. 390.

138 Eine neue Reihe von Untersuchungen ist erst begonnen; v. Camerlander, Reisebericht aus W. Schlesien; Verh. geol. Reichsanst. 1886, S. 294—301; F. Becke und M. Schuster, ebendas. 1887, S. 109—119.

139 P. Gourret, Constit. géol. du Larzac et des Causses mérid. du Languedoc; Ann. sc. géol. 1884, XVI, p. 1—229, Karte und Tafel.

140 G. Fabre, Sur les preuves de la submersion du Mt. Lozère à l'époque jurass.; Bull. soc. géol. 1873, 3. sér., I, p. 323.

141 Em. Dumas, Statist. géol., minéral., métallurg. et paléont. du Dép. du Gard; 8°, Paris, 1876, p. 155.

142 Am. Burat, Les Houillères de la France; 8°, Paris, 1867, Atlas, pl. 23, Fig. 1.

143 A. Baltzer, Der mechan. Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland; Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XX, 1880, Atlas in fol., Taf. X, Fig. 1.

144 Burat am ang. Ort. p. 199.

145 ,*Saisis dans la ride*', Dufrénoy et Elie de Beaumont, Explic. de la Carte géol. de la France; 4°, Paris, II, 1841, p. 625 u. folg. Elie de Beaumont zählte diese Linie ausdrücklich in sein ,Système du Rhin', aber er verstand unter diesem nicht die wahre Streichungsrichtung der Rheingebirge, sondern jene der Rheinspalten, welche das Streichen unter spitzem Winkel schneiden. Die Krümmung des grossen Bogens bringt im Central-Plateau die Leitlinie des Gebirges selbst in jene Richtung, welche am Rhein die Spalten besitzen. Wie richtig aber der Vergleich mit den Einfaltungen der Alpen ist, geht aus dem Umstande hervor, dass in einem der vielen kleineren Streifen des Kohlengebirges, welche ausserhalb dieser Hauptlinie liegen, bei Langeac am Allier, nicht nur das Kohlengebirge am Rande unter den Gneiss neigt, was sehr häufig der Fall ist, sondern der Gneiss auf grössere Erstreckung auf dem Carbon liegt. Nach Amiot's Beschreibung ist die auflagernde Gneissscholle 1 Kilom. lang und erreicht 500—600 M. Breite; ein Schacht fuhr durch 36 M., ein anderer durch 80 M. Gneiss in das Kohlengebirge, dessen Schichtfolge aber nicht überstürzt ist. Aus diesem Grunde hat man allerdings geglaubt, diese Auflagerung durch eine Bergrutschung erklären zu sollen, aber nicht jeder Wechsel zeigt die überstürzte und zugleich die normal gelagerte Reihe. Tournaire, Note sur la constit. géol. du Dep^{t} de la Haute-Loire et sur les révolutions dont ce pays a été le théâtre; Bull. soc. géol. 1869, 2. sér., XXVI, p. 1122 und Amiot, Bassin houill. de Langeac, in: Études des Gîtes minéraux; Minist. d. Travaux publics; 4°, Paris, 1881, p. 313, Atlas in fol., letzte Taf. Coupe N° 1 und N° 10. — Die tektonische Zweitheilung des Carbon hob mit Nachdruck Douvillé hervor in Compt.-rend. Mai, 1872, p. 1323—1325.

146 Th. Ebray, Nullité du système de soulèvement du Morvan; Bull. soc. géol. 1867, 2. sér, XXIV, p. 717—721; Michel-Lévy, Note sur le terr. houill. des envir. de Montreuillon, le long de la bordure occ. du Morvan; ebendas. 1879, 3. sér., VII, p. 914 bis 919; bei einem Versuche, alpine Verwerfungen zu verfolgen, sagt Ebray: ,C'est dans l'analyse des failles que doit se trouver la théorie de la formation des Montagnes;' ebendas. 1867, 2. sér., XXIV, p. 403.

147 H. Coquand, Mém. géol. sur l'existence du terr. permien et du réprésentant du grès vosgien dans le dep^{t} de Saône-et-Loire et dans les montagnes de la Serre (Jura); ebendas. 1856, 2. sér., XIV, p. 13—47, pl. I, insb. p. 40; J. Fournet, De l'Extension des terr. Houillers sous les format. second. et tert. de diverses parties de la France, Mém. Acad. Lyon, 1855, V, p. 239 u. folg., p. 287; auch dess. Aperçus sur la structure du Jura septentr., ebendas. 1861, XI, p. 70.; ferner Jourdy, Orographique du Jura Dôlois, ebendas. 1872, 2. sér., XXIX, p. 337 u. a. and. Ort.

148 Grand-Eury, Flore Carbonif. du Dép. de la Loire; 4°, Paris, 1877, II, p. 511.

149 Elie de Beaumont, Expl. de la Carte géol., II, p. 152.

150 Jourdy, am ang. Ort. p. 376.

151 G. Vasseur et L. Carez, Carte géol. de la France, Bl. IX und XII.

152 Bourgeat, Sur la répartition des renversements de terrains dans la région du Jura comprise entre Génève et Poligny; Compt.-rend. 1886, CII, p. 563—565.

153 F. Leenhardt, Étude géol. de la Rég. du Mont Ventoux; 4°, Montpellier et Paris, 1883, 273 pp., Karte; W. Kilian, Note prélim. sur la structure géol. de la Montagne de Lure (Basses-Alpes); Compt.-rend., 1886, CII, p. 1407—1409 und dess. Note géol. sur la Chaine de Lure, aus d. Feuille des Jeunes Naturalistes, Rennes et Paris, 1887, XVII, 8 pp. Profil. — Die Lage dieser Kette hat mich veranlasst, sie der Umwallung des Pelvoux zuzuzählen; Kilian vergleicht sie mit den südlicheren Querketten.

154 M. Bertrand, Coupes de la chaîne de la Sainte-Beaume (Provence); Bull. soc. géol. 1885, 3. sér., XIII, p. 115—130, Karte, und dess. Rôle des actions mécaniques en Provence; explic. de l'anomalie stratigr. du Beausset, Compt.-rend. 13. Juni, 1887, CIV, p. 1735.

155 F. Becke, Die krystallin. Schiefer des niederösterr. Waldviertels; Sitzungsber. Akad. Wien, 1881, LXXXIV, S. 546; hiezu die älteren Beobachtungen von Holger, Czjzek, Lipold u. And.

156 J. Mac-Pherson, Breve Noticia acerca la espec. Estructura de la Peninsula Ibérica; Anal. de la Soc. Esp. de Hist. Nat. 1879, VIII, p. 5—26; dess. Uniclinal Structure of the Iber. Peninsula, 8°, Madrid, 1880; für den Querbruch des Streichens am S. Rande der Meseta insb. dess. Kärtchen im Estud. geol. y petrogr. del Norte de la Prov. de Sevilla; Bol. Com. Mapa geol., 1879, V, lám. G.; für die betischen Blätter: Ch. Barrois et A. Offret, Sur la constit. géol. de la chaîne bétique; Compt.-rend. 7. Juni, 1886, CII, p. 1341.

157 Salv. Calderon y Arana, Ensayo orogénico sobre la Meseta Central de España, Anal. Soc. Esp. Hist. Nat. 1885, XIV, p. 131—172; Fed. de Botella y de Hornos, Mapa géol. de España y Portugal, 1 : 2,000.000, fol. Madrid, 1879.

158 C. Ribeiro e I. F. Nery Delgado, Carta geol. de Portugal, 1 : 500.000, fol. Lisboa, 1876; die kleinen Granitmassen bei Cintra gehören nicht der Meseta an, sondern sind nach P. Choffat von post-cenomanem Alter; dess. Age du Granite de Cintra, Jorn. de Scienc. Math. Phys. e Nat. Lisboa, 1884, N° XXXIX.

159 Guill. Schulz, Descripcion geol. de Asturias, 4°, Madrid, 1858, und Atlas; Ch. Barrois, Recherches s. l. terrains anciens des Asturies et de la Galicie, Mém. Soc. géol. du Nord, II, Lille, 1882, 630 pp. und Taf. Von älteren Schriften ist besonders zu erwähnen: A. Paillette, Recherches sur quelques-unes des Roches qui constituent la Province des Asturies, Bull. soc. géol. 1845, 2. sér., II, p. 439—482.

160 Barrois, am ang. Ort. p. 604.

161 J. F. N. Delgado, Sobre a Existencia do Terreno Siluriano no Baixo Alemtejo; Mem. Acad. scienc. Lisb., 1876, p. 12, Note.

162 K. A. Lossen, Ueber das Auftreten metamorph. Gesteine in den alten paläoz. Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge, und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion); Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1884, S. 56—112 (über Torsion vgl. hier Note 119); A. Penck in: Länderkunde d. Erdtheils Europa, herausg. v. A. Kirchhoff, 1886, I, S. 313.

163 Eggert Olafssen og Bjarne Povelsen, Reise igjenn. Island, 1752—1757; 2 vol., Sorö, 1772.

164 K. Keilhack, Beitr. z. Geol. der Insel Island, Zeitschr. d. geol. Ges. 1886, XXXVIII, S. 376—449; auf S. 392 ein Querschnitt des Grabens an der S. Seite des Skardsheidi, d. i. an der Südseite des grossen Snaefells-Horstes. — Die Mittheilungen des Hrn. Th. Thoroddsen in Reykjavik verdanke ich der Vermittlung des Hrn. Prof. Nathorst in

Stockholm; vgl. auch Th. Thoroddsen, Eine Lavawüste im Innern Islands; Peterm. Geogr. Mitth. 1885, XXXI, S. 285, 327, Taf. XIV.

165 O. A. L. Mörch, On the Mollusca of the Crag formation of Iceland; Geol. Magaz. 1871, VIII, p. 391—400.

166 C. F. Duro, Esplor. de una parte de la Costa Noroeste de Africa; Bol. soc. geogr. Madrid, 1878, IV, p. 184—199.

167 C. Doelter, Die Vulkane der Cap Verden und ihre Producte, 8°, Gratz, 1882.

168 A. Renard, Descr. lithol. des Récifs de St. Paul; Ann. Soc. belge de Microsc. 1882, 53 pp.

169 D. Salvad. Calderon, Edad geológ. de las Islas Atlánticas, y su Relación con los Continentes; Bol. soc. geogr. Madrid, 1884, IX, p. 377—399, auch Milne Edwards, Compt.-rend. 1883, t. XCVII, p. 1389.

170 Daussy, Sur l'existence probable d'un Volcan sous-marin, situé par environ 0° 20' de lat. S. et 22° 0' de long. Ouest; Compt.-rend. 1853, VI, p. 512, auch mit einer kartograph. Darstellung der beobachteten Stösse, abgedruckt in Mallet's IV. Report upon the facts and theory of Earthquake Phenomena; Rep. Brit. Assoc. 1858, p. 20 u. folg.

171 G. Gürich, Beitr. z. Geol. von West-Afrika, Zeitschr. d. geol. Ges. 1887, XXXIX, S. 96—135; dazu insb. A. Pomel, Le Sahara, 8°, Alger, 1872, p. 23 u. folg., und für die Küstenstrecken: Osc. Lenz, Verhandl. geol. Reichsanst. 1878, S. 52, 119, 148, 168 u. an and. Ort.; ferner dess. Geol. Karte v. West-Afrika, Peterm. Geogr. Mitth. 1882, Taf. I; C. W. Gümbel, Beitr. z. Geol. d. Goldküste in West-Afrika, Sitzungsber. Akad. München, 1882, S. 170—196; Chaper, Note sur la géol. de la possess. franç. d'Assinie; Bull. soc. géol. 1885/86, 3. sér., XIV, p. 105—112.

172 Pechuël-Loesche, Zur Geol. des westl. Congogebietes; Deutsche Rundschau f. Geogr. und Stat., herausg. von F. Umlauft, Wien, 1886, VIII, S. 289—263, Karte. Im Vorlande an der Küste wird Asphalt erwähnt.

173 P. Choffat, Note prélim. sur des fossiles réc. par M. Lour. Malheiro dans la prov. d'Angola; Bull. soc. géol. 1887, 3. sér., XV, p. 154—157.

174 J. de Anchieta, Traços geol. da Africa occid. portugueza; Bolet. da Soc. de Geogr. de Lisboa, 1885, 5. sér., N° 9, p. 525—529.

175 F. M. Stapff, Karte des unteren Khuisebthales; Peterm. Geogr. Mitth. 1887, S. 202—214, Karte; Ad. Schenk, Ueber d. geol. Verhältn. von Angra Pequenna; Zeitschr. d. geol. Ges. 1885, XXXVII, S. 534—536; für den Süden auch A. Moulle, Mém. sur la Géol. générale et sur les Mines d. Diamants de l'Afr. du Sud; Ann. d. Mines, 1885, 8. ser., VII, p. 193—348.

176 J. C. Purves, Esquisse géol. de l'Ile d'Antigoa; Bull. Mus. Roy. d'Hist. nat. de Belgique, 1885, III, p. 269—318, pl. XIV.

177 Ch. Vélain, Esquisse géol. de la Guyane franç. et des Bassins du Parou et du Yari, d'après les Explor. du Dr. Crevaux; Bull. soc. géogr., Paris, 1885, 4. trimestre.

178 Orv. A. Derby, Contrib. para o Estud. da Geogr. Phys. do Valle do Rio Grande, Bol. Soc. de Geogr. Rio de Janeiro, 1885, I, N° 4, 30 pp.; dess. Geogr. phys. do Brazil, in Abreu e Cabral, Braz. Geogr. e Histor., vol. I, 1884, in engl. Uebersetzung in ‚The Rio News', 5. 15. 24. Decemb. 1884. Eine geolog. Karte des hier besprochenen Theiles von demselben Beobachter findet sich in K. F. van Delden Laërne, Brazilië en Java, Verslag over de Koffiecultur; Bijdr. tot de Taal-, Land- en Volkenkunde van Ned. Indië, 1885, IV, 6, Taf. I, vgl. auch I, S. 694, Anm. 5.

179 E. Mosthaff und H. Will, Die Insel Süd-Georgien; Deutsche geogr. Blätter, Bremen, 1884, VII, S. 113—151, insb. S. 119 u. folg.

DRITTER ABSCHNITT.

Die Umrisse des pacifischen Meeres.

Neu-Seeland. — Australien. — Neu-Caledonien. — Bandasee, Borneo. — Cochin-China, Tonking. — Philippinen. — Formosa und die Liu-Kiu-Inseln. — Japan. — Die Kurilen und Kamtschatka. — Uebersicht der Inselbogen. — Das östliche China. — Das nordöstliche Asien. — Der Bogen der Aleuten. — Die amerikanische Westküste.

1. Neu-Seeland. Seit F. v. Hochstetter's glänzender Darstellung dieser Inselgruppe hat die Kenntniss von ihrem Baue durch die Forschungen von Jul. v. Haast und Hutton und durch die unter J. Hector's Leitung stehende Landesaufnahme sehr wesentliche Fortschritte gemacht. Der Rahmen, welcher mir hier vorgezeichnet ist, gestattet nicht mehr als die Mittheilung der wichtigsten Ergebnisse aus diesen mühevollen Arbeiten, aber ich habe den Vortheil, mich hiebei nicht nur auf die zahlreichen Veröffentlichungen, insbesondere auch auf Hector's geologische Uebersichtskarte, sondern auch auf freundliche Briefe des Hrn. v. Haast und insbesondere auf eine ausführlichere handschriftliche Skizze stützen zu können, welche Capt. Hutton mir zuzusenden die Güte hatte.

Die marine Schichtfolge ist auf Neu-Seeland sehr vollständig. Das Silur ist durch mindestens zwei versteinerungsführende Schichtgruppen vertreten, und zwar eine tiefere mit Graptolithen und eine höhere mit Trilobiten; weniger sicher ist das Devon; der Kohlenkalk enthält *Spirifer bisulcatus, Productus brachythaerus* und andere bezeichnende Arten; über demselben folgt die durch *Glossopteris* ausgezeichnete Schichtengruppe, aber die marinen Carbonschichten, welche in Australien über der Kohle mit *Glossopteris* liegen, werden aus Neu-Seeland nicht angeführt. Die

Trias ist durch die Wairoaschichten mit *Pseudomonotis* und *Halobia* vertreten. Es folgen durch Ammoniten und Brachiopoden ausgezeichnete Schichten, welche dem Lias oder unteren Jura zugezählt werden (Catlin's River and Bastion Series), und pflanzenführende Ablagerungen mit *Macrotaeniopteris lata*, welche von Hector der Schichtfolge von Rajmahál in Indien gleichgestellt werden. Dies ist offenbar dieselbe, beiläufig der Mitte der Gondwánareihe entsprechende Flora, welche durch fast ganz Eurasien eine so erstaunliche Verbreitung besitzt; über ihr Verhältniss zu den marinen Ablagerungen Neu-Seelands liegt bisher nur eine geringe Anzahl von Angaben vor. Ablagerungen mit *Belemnites australis* werden mit Recht oder Unrecht als Vertreter der unteren Kreide angesehen; dann folgen sehr versteinerungsreiche Sedimente der mittleren Kreide und eine Reihe von tertiären Meeresbildungen. Diese Ablagerungen sind begleitet von verschiedenartigen vulcanischen Felsarten, welche in der paläozoischen Zeit beginnen und auf der Nordinsel bis in die Gegenwart reichen.

Ebenso mannigfaltig wie diese Gesteinsfolge ist auch das Land. Im Süden erhebt es sich zu einem wahren Alpenlande, welches in mehreren Gipfeln 3000 M. übersteigt, und in der Mitte der Nordinsel befindet sich eines der bemerkenswerthesten vulcanischen Gebiete. Die Umrisse der Inseln entsprechen aber nur zum Theile dem Streichen der Gebirgsfalten; Abbruch und Einsturz nehmen auf dieselben grossen Einfluss.

Dass die Cook- und Foveauxstrasse, welche die drei Inseln trennen, durch das Versinken von Gebirgstheilen entstanden seien, vermuthete schon Hochstetter; er wusste auch, dass die Gebirgskette, welche vom Ostcap bis Wellington die Ostküste der Nordinsel begleitet, jenseits der Cookstrasse, zwischen der Ostküste der Südinsel und dem Flusse Awetere sich fortsetzt, und dass diese Fortsetzung östlich ausserhalb des Streichens der Hauptkette liegt.[1] Die neueren Untersuchungen im Süden lehren aber die merkwürdige Thatsache, dass sich in der südlichen Hälfte der Südinsel zwei aufeinander fast senkrechte Streichungs- und Faltungsrichtungen begegnen, und die in anderen Theilen der Erde gesammelten Erfahrungen zwingen zu der Auffassung, dass innerhalb dieses Gebietes die S c h a a r u n g z w e i e r s e l b s t ä n d i g e r,

einseitiger Kettengebirge stattfindet. Das eine dieser Kettengebirge streicht gegen NO. und seine ältesten Felsarten liegen gegen NW. und W.; alle Gebirgsfragmente der Nordinsel gehören demselben an. Das zweite Kettengebirge streicht, so weit es bekannt ist, gegen SO., und seine ältesten Gesteine treten an

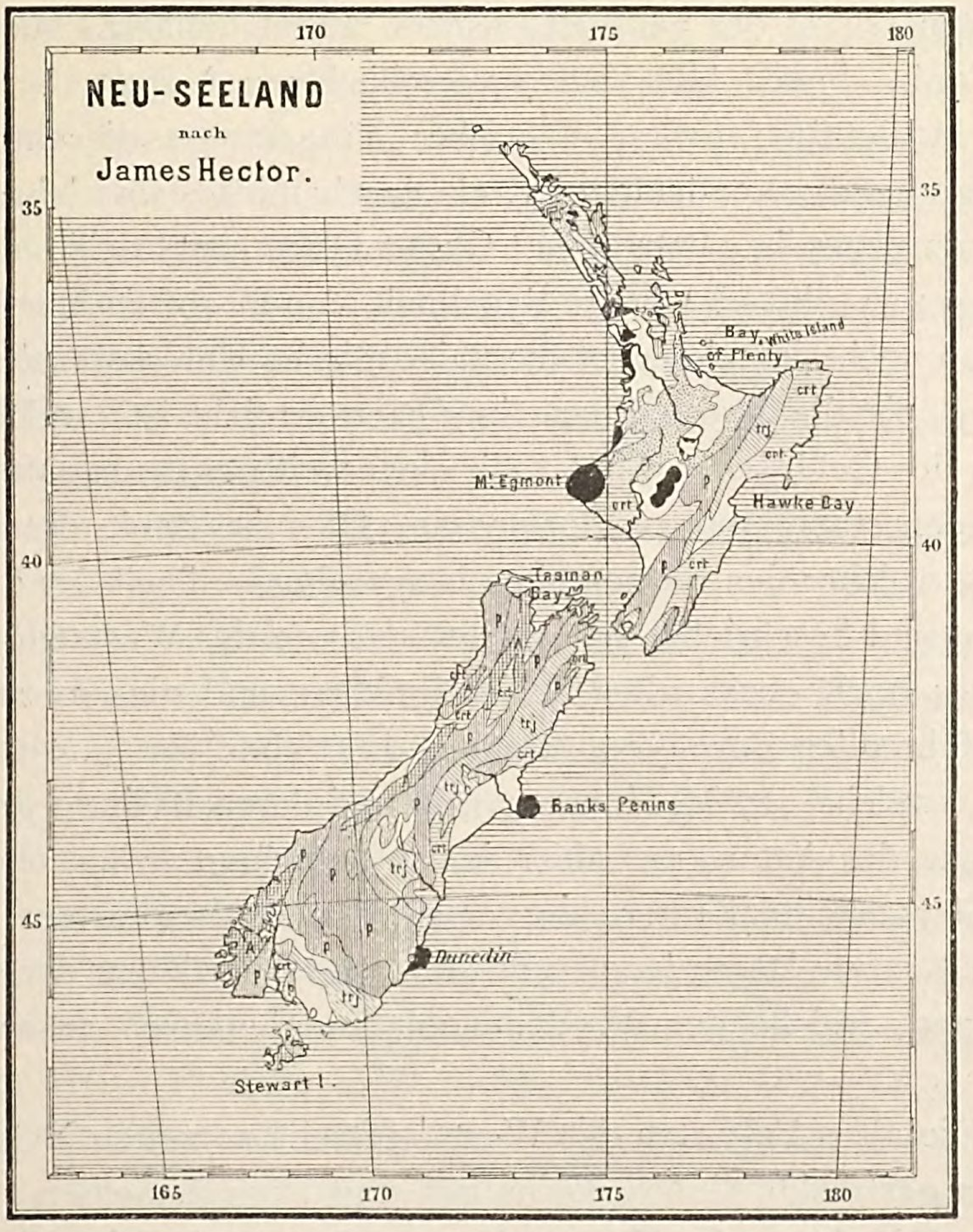


Fig. 16. Neu-Seeland.

A archaisch; *p* krystallinische Schiefer und paläozoisch; *trj* Trias und Jura; *crt* Kreide und Tertiär; punktirt: vulcanisches Gebiet, insbesondere saure Laven und zugehörige Tuffe; schwarz: grössere Vulcane und basische Laven; weiss: junges Schwemmland.

seiner SW. Seite hervor; es umfasst den südlichen Theil der Südinsel sammt der Insel Stewart. An der Ostküste bei Dunedin ist es seiner ganzen Breite nach quer abgebrochen.[2]

Die Hauptzüge des Baues, welche sich aus dieser Anlage ergeben, sind die folgenden.

Ein langer und schmaler Zug von Gneiss und altem Granit begleitet die Westküste des mittleren Theiles der Südinsel. Herb. Cox hat ihn beschrieben.[3] Nur wenige paläozoische Schollen liegen gegen die Küste hin auf der Westseite dieser alten Felsarten; dagegen bilden diese gegen Osten die Unterlage eines überaus mächtigen, ebenfalls paläozoischen Schiefergebirges, welches die höchsten Gipfel der neuseeländischen Alpen umfasst. Hier liegt Mt. Cook, dessen Höhe nach verschiedenen Angaben 3762 bis 3963 M. beträgt; grosse Gletscher hängen von diesem Hochgebirge herab; Lendenfeld hat ein anschauliches und lehrreiches Bild von demselben entworfen.[4] Gegen Osten senkt sich das Hochgebirge; es folgt eine lange Synclinale von mesozoischen Schichten und noch einmal taucht die paläozoische Unterlage als Sattel hervor, bis die breite Ebene im Osten erreicht ist, welche den Saum des Gebirges verbindet mit einer weit gegen das Meer vortretenden stockförmigen Bergmasse. Dies ist Banks Peninsula; Haast, welcher den ganzen eben besprochenen Theil der Insel erforscht und beschrieben hat, zeigt, dass an der Westseite dieses Stockes noch etwas altes Schiefergebirge und diesem zunächst quarzführender Porphyr auftreten, dass aber die ganze übrige Masse, welche 927 M. Höhe erreicht und deren Basis so gross ist wie jene des Aetna, aus einer Anzahl gedrängt neben und über einander gestellter Kratere von verschiedenem Alter besteht. Einige dieser Kratere lassen jene strahlenförmige Anordnung der Gänge erkennen, welche den M. Venda in den Euganäen auszeichnet. (I, S. 193.)[5]

Die alten Felsarten des Westens streichen gegen NO., lösen sich in gestreckte Gebirgskerne auf, und einer derselben erreicht an der Westküste der Tasman-Bay das Meer. Auf der Nordinsel treten weder Gneiss noch Granit zu Tage.

Paläozoisches Gebirge erscheint auch W. von den krystallinischen Felsarten der Tasman-Bay; der Hauptzug aber, welcher von Mt. Cook gegen NO. zieht und noch viele hohe Gipfel umfasst, erreicht über Mt. Franklin an der Ostseite der Tasman-Bay die Cookstrasse und sinkt von der d'Urville-Insel bis gegen Blenheim, in zahlreiche Halbinseln, Inseln und Klippen aufgelöst, unter das Meer. Gegen Osten folgt diesem paläozoischen Hauptzuge

die mesozoische Synclinale, welcher gegen Osten wieder, jenseits des Flusses Awetere, paläozoische Sättel folgen; diese sind abermals gegen die Ostküste hin von einer mesozoischen Zone begleitet.

Diese O. vom Awetere gelegenen paläozoischen Sättel, die über 8000 Fuss erreichenden Kaikuraketten sind es, in welchen Hochstetter mit Recht die Fortsetzung des langen, gegen NO. streichenden paläozoischen Zuges der Nordinsel sah, welcher, bei Wellington beginnend, als Tararuakette, Ruahinekette und unter anderen Namen, an mehreren Stellen bis über 5000 Fuss ansteigend, endlich östlich von der Bay of Plenty die Nordküste erreicht. Eine mesozoische Zone und untergeordnete paläozoische Züge begleiten seine Ostseite von Cap Palliser bis Cap Runaway, so dass der Verlauf dieses Theiles der Küste dem thatsächlichen Streichen des Gebirges entspricht.

Dieser lange und schmale paläozoische Zug, welcher von Wellington zur Nordküste zieht, und welcher der Kürze halber als der Ruahinezug bezeichnet wird, ist der einzige zusammenhängende Faltenzug der Nordinsel. Gegen West folgt ihm das weite vulcanische Gebiet des Taupo-Sees mit den Riesenvulcanen Tongariro und Ruapehu. Mit weitem kreisförmigen Umrisse taucht an der Westseite der Insel der vulcanische Mt. Egmont aus dem Meere hervor und tertiäre oder jüngere Sedimente bilden die Nordküste der Cookstrasse zwischen diesem breiten Kegel und dem S. Ende des Ruahinezuges. Gegen Nordwesten hin sind wohl noch an vielen Punkten paläozoische Gesteine bekannt; es sind dies bis zum Nordcap hinaus aber nur die getrennten Bruchstücke des versunkenen Gebirges, zwischen welchen an vielen Orten, wie namentlich bei Auckland, junge Vulcane hervortreten. Jüngere Sedimente, Tuffe und Laven verbinden an der Oberfläche diese Bruchstücke und bauen so den grössten Theil der Nordinsel auf. Der regelmässig bogenförmige Verlauf des westlichen Ufers ihres nordwestlichen Theiles ist durch junge Nehrungen vermittelt, welche von einem Bruchstücke zum andern ziehen. Dieser nordwestliche Theil darf also durchaus nicht als das Streichen des Gebirges darstellend angesehen werden. Diesem entspricht nur die von der Hawke-Bay unterbrochene Südostküste.

Die Hauptzüge der Südinsel verschwinden also an der Cookstrasse und nur eine Vorkette ist es, welche sich als der Ruahinezug über die Nordinsel fortsetzt. Selbstverständlich sucht man die Fortsetzung der Hauptzüge des Südens unter dem vulcanischen Gebiete des Nordens. ‚Es ist wahrscheinlich, sagt Hutton, dass die Ge-Anticlinale der Südinsel durch die Mitte der Nordinsel von Wanganúi zur Bay of Plenty läuft.‘[6] Hochstetter hat bereits quer durch die Nordinsel westlich von dem Ruahinezuge eine diesem parallele Zone von jungen Vulcanen unter dem Namen der Taupozone ausgeschieden. Diese durch saure Laven ausgezeichnete Zone läuft von SW. nach NO. von der Mündung des Wanganúi an der Cookstrasse zu der Insel Whakari (White Island), einem thätigen Vulcan, welcher sich aus der Bay of Plenty erhebt. Ruapehu (2793 M.), Tongariro (2582 M.), der See Taupo, Tauhara und Putanaki (Mount Edgcumbe) liegen auf dieser Linie, welche Hochstetter als den Rand eines Senkungsfeldes auffasste.[7]

Wir kehren nun zur Südinsel zurück.

Die Schaarung erfolgt nicht in spitzem Winkel, sondern in ziemlich offenem Bogen. Vielleicht hat das Mass der Denudation Einfluss darauf, ob die eine oder die andere Form der Schaarung auf der Karte erscheint.

Schon aus der Gegend des Mount Cook geht ein paläozoischer Sporn gegen SO. ab, welcher in leichtem Bogen sich der Mündung des Waitaki an der Ostküste nähert. Ein zweiter Bogen liegt südlich von diesem Flusse. Endlich schwenkt die ganze, hier sehr breite paläozoische Zone in der Gegend des Sees Wánaka in W. Otágo aus der SW. Richtung gegen S. und endlich gegen SO. um und bricht, wie gesagt, bei Dunedin am Meere ab. An der südöstlichen Küste reicht diese Zone bis zur Molyneux-Bay, und dort folgt ihr gegen Süd eine sehr merkwürdige mesozoische Zone, welche die Hokanui-Berge umfasst und durch besonders reiche Gliederung sowohl der marinen als der pflanzenführenden Lagen der Jurazeit ausgezeichnet ist, wie die Beobachtungen von Cox und M'Kay zeigen.[8] Sie nimmt theil an der Faltung und streicht gegen SO., endlich fast gegen Ost. Es folgt gegen Süd und Südwest neuerdings Schiefergebirge, den N. Theil der Insel Stewart bildend, dann endlich Gneiss.

Der Gneiss setzt den südwestlichsten Theil der Südinsel von Milford Sound an zusammen; die Küste ist sehr steil und von tiefen Fjords durchschnitten; Gneiss bildet auch die südliche Hälfte der Stewart-Insel.

Die Vorgänge, durch welche die Gebirge Neu-Seelands gebildet und zerstört worden sind, vertheilen sich auf einen ausserordentlich langen Zeitraum. Es sind Faltungen vor der mesozoischen Zeit eingetreten; namentlich die mittlere und obere Kreide, durch das Auftreten der dicotyledonen Flora ausgezeichnet wie in Europa, liegt an vielen Orten discordant, aber in mehreren Theilen der Südinsel sind auch postcretacische Faltungen bekannt. Die thätigen Vulcane, die zahlreichen heissen Quellen der Nordinsel und die seïsmischen Vorgänge lassen uns erkennen, dass der Zusammenbruch der Cordilleren nicht als abgeschlossen anzusehen ist. ‚Berge mit scharf gezacktem First, schreibt Hr. Hutton, sind in der Schweiz die Ausnahme, in Neu-Seeland dagegen die Regel. Wasserfälle sind selten in Neu-Seeland; einige wenige finden sich in den tiefen Fjords der Südwestküste und einige wenige kleinere Fälle an dem Haupte der Thäler im Hochgebirge. Doch sind die Alpen Neu-Seelands ganz eben so rauh und steil wie die Schweizer Alpen; ihre Schluchten sind sogar zahlreicher und tiefer. Die Pässe sind in Neu-Seeland tiefer, die Thäler weit mehr terrassirt und die Berge im Allgemeinen weit mehr mit losem Schutt bedeckt als in der Schweiz. Dies gilt allerdings mehr für Canterbury, Nelson und Marlborough als für Otágo. Die Erklärung liegt in dem Umstande, dass die Alpen Neu-Seelands weit älter sind. Sie waren den Wirkungen der Atmosphäre zum Theile seit der Jurazeit ausgesetzt und viele der grösseren Thäler waren bereits vor der Oligocänzeit beinahe zu ihrer heutigen Tiefe ausgehöhlt.‘

Die kleineren Inseln, welche Neu-Seeland im Süden und Südosten umgeben, haben einen sehr mannigfaltigen Bau. Die Beobachtungen über dieselben sind von Meinicke und von Hutton gesammelt worden.[9] Da es nicht möglich ist, aus diesen weit von einander entfernten Vorkommnissen irgend ein Gesammtbild zu gewinnen, beschränke ich mich darauf, das Folgende kurz anzuführen.

Von Snares brachte Armstrong Basalt, Thonsteinporphyr und Jaspis. Auckland besteht nach Hector aus Granit, tertiärem Sandstein und vulcanischen Felsarten, damit stimmen Armstrong's Aufsammlungen überein. Auf Macquarie traf Scott Grünstein und Mandelstein mit Mesotyp und Analcim. Campbell zeigt nach Hector blauen Schiefer und Kalkstein, ähnlich den tieferen mesozoischen Ablagerungen Neu-Seelands, dann Kreide mit Feuerstein und vulcanisches Gestein.[10] Die Antipoden bestehen aus Dolerit und Phonolith. Bounty scheint nach Norman aus Granit zu bestehen. Auf Chatham treten nach Haast und Travers glimmerreicher Schiefer auf, miocäner Kalkstein und vulcanische Felsarten.[11]

2. Australien. Ein altes, gefaltetes Gebirge begleitet den ganzen Ostrand des australischen Festlandes. Es erhebt sich in Tasmanien zu einem rauhen, von grossen Seen bedeckten Hochlande, ragt in der Gestalt zahlreicher Inseln aus der Bassstrasse hervor und erreicht jenseits derselben, in dem südöstlichen Theile Australiens, seinen höchsten, 7000 Fuss übersteigenden Gipfel.[12] Dann zieht es längs der Ostküste fort, erhebt sich noch in 17° 30' s. Br. im Bellenden Ker über 5000 Fuss und nimmt hierauf an Höhe wesentlich ab. Seine Spuren aber werden wir noch bis in den äussersten Norden der Halbinsel York und quer über die Torresstrasse verfolgen.

Durch $34^1/_2$ Breitegrade ist dieser grosse Faltenzug erkennbar, aber sein südliches Ende am Tasmanischen Südcap ist ein Bruch und sein nördliches Ende ist nicht bekannt. Er besitzt keinen Gesammtnamen, und vorbehaltlich seiner späteren Auflösung in einige wenige, eng aneinander gebundene Glieder, werden wir denselben, dem um die Kenntniss Australiens hochverdienten Clarke nachfolgend, als die australische Cordillere bezeichnen. In dem südlichsten Theile des Festlandes gibt die Cordillere einen Höhenzug ab, welcher erst im Bogen, dann von Ost gegen West durch Victoria zieht. Aber schon vor längerer Zeit haben Selwyn und Andere gezeigt, dass auch in diesem von Ost gegen West ziehenden Rücken die Faltungen dasselbe meridionale Streichen besitzen wie an der Ostküste, dass also hier der Verlauf des Gebirges quer liegt auf seiner Structur.[13]

Weite Ebenen folgen der Cordillere gegen West, dann, N. vom Darlingflusse, ein ebenfalls meridionaler Zug, gebildet von Barrier Range und Grey Range. Neuerdings folgt Flachland und dann begegnet man den viel beträchtlicheren Ketten im Osten und zum Theile im Westen von Spencer-Golf, Lake Torrens und Lake Eyre. Westlich über diese hinaus streckt sich weites Tafelland bis an die Westküste Australiens.

Der südwestliche Theil dieses Tafellandes ist aus Granit und Gneiss zusammengesetzt, mit welliger Oberfläche und längs der Küste bricht es mit langem Steilrande ab. Dieser Steilrand heisst im Süden Darling Range. Gregory hat auf mühevollen Reisen diesen Steilrand von Cap Beaufort in der Flinders-Bay durch mehr als neun Breitegrade, bis an den Gascoynefluss nachgewiesen. Im Süden ist er durch vier Breitegrade steil und 800 bis 1200 Fuss hoch, während in grösserer Entfernung vom Meere das Tafelland 1400 bis 2000 Fuss erreicht. Vor dem Steilrande liegt ein Streifen flachen Landes, an wenigen Stellen von Basalten durchbrochen und vor diesem im südlichsten Theile noch ein Gneisszug, welcher von Cap Leeuwin bis Cap Naturaliste zieht. Weiter im Norden, etwa vom 31.° s. Br. an, legt sich neuerdings ein schmaler Gneisszug vor den Steilrand; er weicht von demselben mehr und mehr gegen NNW. ab, auf diese Weise das Kohlengebiet am Irwinflusse umschliessend. Derselbe Gneisszug erscheint wieder zwischen dem Greenough- und Murchisonflusse. Vielleicht bildet er Edelland und die Umfassung der Shark's Bay.[14]

Gregory's in 25° 15' s. Br. von West gegen Ost gezogenes Profil zeigt das Tafelland bestehend aus Gneiss, Granit und aufgelagertem metamorphischen Schiefer und westlich vor demselben eine paläozoische Schichtreihe, aus welcher carbonische Fossilien gebracht wurden, und welche überlagert ist von mesozoischen Schichten mit Ammoniten und Trigonien. Seither ist von Huddleston nach Forrest's Aufsammlungen ein grösserer Zug von Kohlenkalk östlich von der Kennedy Range bis gegen 24° s. Br. nachgewiesen worden, welcher W. von den alten Felsarten sich gegen Norden erstreckt, und die mesozoischen Fossilien des westlichen Australien wurden von Moore und Neumayr untersucht. Nach Neumayr's Ergebnissen kann vorläufig aus der Juraformation nur

ein mittleres Glied, die Zone des *Stephanoceras Humphriesianum* hier und in Australien überhaupt als mit Bestimmtheit nachgewiesen gelten. Dieses allerdings erinnert nicht nur durch die Tracht aller, sondern auch durch die specifische Uebereinstimmung einzelner Arten und selbst durch das rothbraune oolithische Gestein gar ausserordentlich an europäische Vorkommnisse. Hiezu kommt aus den überlagernden Schichten eine Anzahl von Moore erwähnter obercretacischer Arten.[15]

Wir werden den langen Steilrand des Tafellandes, welchem Darling Range angehört, als einen Bruch, und die westlich vorliegenden carbonischen und mesozoischen Schichten als abgesunken ansehen. Dies ist die Auffassung, welche in zahlreichen anderen Gebieten sich als die allein der Sachlage entsprechende erwiesen hat.

So weit man die Fläche der Tafel kennt, besteht sie nur aus Granit, Gneiss, altem Schiefer und einer weiten Decke von Sandstein. Dieser Sandstein enthält keine organischen Reste und bedeckt mit seinen Schichten einen sehr grossen Theil des Innern. Wir nennen ihn mit Daintree den Wüstensandstein. Auch Forrest, der von der Westküste im 29.° s. Br. fast bis 129° ö. L. vordrang, hat nur Granit und Sandstein angetroffen.

Die Südküste Australiens ist in hohem Grade ausgezeichnet durch den beträchtlichen Antheil, welchen tertiäre Meeresbildungen an ihrer Zusammensetzung nehmen. Clarke hat mit Nachdruck die merkwürdige Thatsache hervorgehoben, dass, während tertiäre Meeresbildungen in so grosser Ausdehnung an der Südküste vorkommen, doch der am genauesten bekannte Rand des australischen Festlandes, nämlich der Ostrand von Cap Howe bis Cap York noch niemals eine Spur von solchen Ablagerungen geliefert hat.[16]

Alle diese tertiären Sedimente liegen horizontal; ihre oberste Grenze erhebt sich nur wenige hundert Fuss über das Meer; ihre organischen Reste zeigen, dass sie von verschiedenem Alter sind. Die tieferen Lagen besitzen nur sehr wenige in den heutigen Meeren bekannte Arten. Die australischen Paläontologen haben es trotz Duncan's Einsprache versucht, je nach der in den einzelnen Abtheilungen vorhandenen Percentzahl lebender Arten die

europäischen Bezeichnungen Eocän, Miocän und Pliocän zur Anwendung zu bringen.[17]

In der Grossen Bucht am St. Vincent-Golf und im Flussgebiete des Murray greifen diese Ablagerungen weit in das Festland ein. Von ihrem Auftreten an der Grossen Bucht hat Tate ein lehrreiches Bild entworfen, welchem ich das Nachfolgende entnehme.[18]

Granit, Gneiss und alter Schiefer bilden die Umrahmung einer grossen tertiären Tafel. Diese Felsarten sieht man im Westen in der Nähe von Culver Point (long. 124° 45′), im Innern des Landes bei Boundary Dam (lat. 29° 20′, wenig W. von long. 129°), dann im Osten bei Ooldea Waters (long. 131° 50′ 31″, lat. 30° 20′) und bei Pidinga (long. 132° 7′ 11″, lat. 30° 10′ 25″). Sie erreichen in der Nähe der Fowler's Bucht (zwischen 132° und 133°) die Küste. Sie bilden auch den Untergrund der ganzen Halbinsel Eyre, welche nur von einem schmalen Saume junger Meeresbildungen umgürtet ist.

Innerhalb dieser Umrahmung nun liegt die Tafel, welche in weitem und flachem Bogen auf der Strecke zwischen Culver Point und der Fowler's Bucht das Meer erreicht und so die innere Umgrenzung der Grossen Bucht bildet.

Von Culver Point gegen NO. bildet der südliche Rand der Tafel durch etwa 100 Miles eine lothrecht ins Meer abstürzende Wand; dann tritt der Rand etwas zurück, eine Fläche, Roe's Plains, liegt vor demselben und der Abhang führt den Namen Hampton Range. Am Wilson's Bluff, in der Nähe von Eucla (long. 129°), erreicht derselbe wieder das Meer und von hier an bildet er wieder bis zum Haupte der Grossen Bucht (131°) eine lothrechte, ja vielfach überhängende Wand, welche ohne jedes Vorland ins Meer abstürzt und von demselben unterwaschen wird. Dies sind die oft beschriebenen Bundaklippen. Vom Haupte der Grossen Bucht bis zur Fowler's Bucht sind Dünen und junge Meeresbildungen an den Abhang gelehnt und sie entziehen den grössten Theil desselben dem Auge.

Die grosse auf diese Weise umgrenzte tertiäre Scholle nennt Tate das Bunda-Plateau; auf den Landkarten ist ein Theil derselben als die Nullarborebene bezeichnet.

Die Bundaklippen sind an ihrem westlichen Ende 250 Fuss, an dem östlichen nur 155 Fuss hoch. Sie bestehen aus drei Schichtgruppen, nämlich einer Lage von hartem braunen, grauen oder röthlichen Kalkstein, unter diesem aus losem gelben Bryozoen-Kalkstein und endlich aus einer weissen kreidigen Ablagerung mit Schnüren von dunklem Feuerstein, welche viele Aehnlichkeit mit der weissen Kreide Englands besitzt. Dieses tiefste Glied ist das mächtigste. In der Nähe von Eucla misst der obere Kalkstein 50 Fuss, der Bryozoen-Kalkstein 12 Fuss, und der ganze Rest fällt dem tiefsten Gliede zu. Alle drei Glieder gehören der älteren Abtheilung der australischen Tertiärformation an.

Der obere Kalkstein bildet allenthalben die Oberfläche des Bunda-Plateau. Das ist trockengelegter Meeresgrund. Kein Baum, kein Wasser, keine Thalfurche ist sichtbar. Höhlen durchziehen den Kalkstein; rother Thon bedeckt als Zersetzungsrückstand die tieferen Stellen. Es ist ödes Karstland, und mancher ergreifende Bericht erzählt von den Entbehrungen oder dem Untergange von Reisenden, welche diese weite Tafel betreten haben, ohne gegen ihre Gefahren hinreichend geschützt zu sein.

Die tertiären Ablagerungen, welche an der Nordseite der Känguruhinsel, an der Aldinga-Bucht und rings um einen grossen Theil des St. Vincent-Golfes auftreten, wurden von Tate als die Fortsetzung jener des Bunda-Plateaus angesehen. Sie sind an das alte Gebirge gelehnt, welches einen Theil von Yorke Peninsula bildet und sich von Cap Jervis nordwärts zu langen meridionalen Zügen erhebt. Diese leider noch wenig untersuchten Züge sind jetzt zu betrachten.[19]

Die vorhandenen Felsarten sind durchwegs von hohem Alter. Die wenigen bisher aufgefundenen organischen Reste gehören tiefen Abtheilungen des Silur an. Auf Eyreland tritt bestimmtes einheitliches Streichen nicht hervor. Auf Yorke kennt man das Silur. Ein langer und einheitlicher Zug beginnt an dem nördlichen Ende des St. Vincent-Golfes; dies ist Flinders Range. Die Kette zieht mit leichten Krümmungen an der Ostseite des Lake Torrens hin bis zu seinem nördlichen Ende; sie erreicht 3000 Fuss. Burr, welcher die Gegend um Mt. Arden, zwischen dem Spencer Golf und Lake Torrens, vor längerer Zeit untersucht hat, macht die sonderbare

Angabe, dass krystallinische Felsarten, wie Gneiss und Glimmerschiefer, höher in der Serie liegen als Schiefer, Kalkstein und Sandstein; auch Selwyn spricht sich keineswegs entschieden über diese Frage aus, und die Lagerungsverhältnisse können vorläufig nicht als festgestellt angesehen werden.

Mount Norwest, N. von Lake Torrens, bildet das nördliche, etwas gegen NW. abweichende Ende einer Abzweigung von Flinders Range. Scoular traf hier purpurrothen alten Schiefer und hervortretende Kämme von Quarzit. Das niedrige Gebirge taucht gegen Ost unter eine weite Fläche von Thon, der in Knollen mesozoische Versteinerungen führt und den quellenreichen Südrand von Lake Eyre umgibt. Dieser wasserdichte Thon bildet die Unterlage der zahlreichen Salzpfannen dieser Gegend, enthält aber zuweilen Zwischenlagen von Sand, welche trinkbares Wasser führen. Er folgt der SW. Seite des Lake Eyre, und westlich von diesem grossen See tauchen wieder in steiler Schichtstellung Schiefer und Quarzit hervor, welche Denison Range bilden. Auch hier scheint deutlich Ablenkung gegen NW. vorhanden zu sein. Ob dieser Zug als ein selbständiger oder als die Fortsetzung von Mt. Norwest zu betrachten sei, lässt sich bei der Beschaffenheit des Landes schwer entscheiden.[20]

Wir kehren nun zum Meere zurück.

Eine nächste meridionale Kette ist Adelaide Range. Sie beginnt am Cap Jervis, gibt in ihrem südlichsten Theile zwei kleine Aeste gegen SW. ab und streicht nun nordwärts etwa bis zum Fromesee (31° s. Br.); sie ist eine Parallelkette zu Flinders Range; ihre Gipfel erreichen beiläufig dieselbe Höhe.

Noch weiter gegen Ost liegt eine weitere meridionale Kette; es ist Barrier und Grey Range. Die alten Felsarten scheinen dieselben zu sein. Hier befinden wir uns mitten in dem Gebiete der weit ausgedehnten cretacischen Meeresablagerungen, welche von Queensland her zum Lake Eyre und wahrscheinlich noch weit über denselben hinausreichen.

Es ist nicht meine Absicht, ausführlicher von den Tertiärablagerungen des Murrayflusses zu sprechen, welche jünger sind als jene der Grossen Bucht und als Miocän bezeichnet werden. Tenison Woods gibt etwa 600 Fuss als die oberste Grenze ihres Vor-

kommens an. Sie reichen auch an der südlichen Küste bis in die Bass-Strasse und erreichen sogar den südlichen Theil von North Gippsland. Auch dort hat Howitt 600 bis 700 Fuss als die Höhe ihrer oberen Grenze ermittelt.[21] Ueber Cap Howe treten sie nicht hinaus.

Nun gelangen wir in das Gebiet der grossen Cordillere. Sie ist in der That nur eine weitere und grössere Fortsetzung jenes Systems von Parallelketten, welches wir soeben erwähnt haben. Granit und Porphyr und ausserordentlich steil gefaltete, ja in der Regel fast senkrecht stehende krystallinische, silurische und devonische Züge bilden das Gerüste des Gebirges. Das Streichen weicht niemals sehr wesentlich von der meridionalen Richtung ab, ausser im Norden, wo es in NNW. übergeht. Das Carbon liegt ziemlich flach oder ist doch viel weniger gefaltet als das Hochgebirge, und alle jüngeren Sedimente können als horizontal gelagert angesehen werden.

Ueber den carbonischen Meeresbildungen tritt in dem ganzen Gebiete der Cordillere eine gar grosse und sehr bemerkenswerthe Lücke in der Reihe der marinen Sedimente ein, welche bis in die Kreideformation reicht. An Stelle der Meeresbildungen tritt eine mannigfaltige Serie von pflanzenführenden Schichten, von welchen einzelne Sandsteinschichten für äolische Bildungen gehalten werden. Die Verschiedenheit der Floren, welche schon aus Feistmantel's früheren Untersuchungen hervortrat, ist durch Tenison Woods in das volle Licht gesetzt worden. Sie ist so gross, dass mit dem Fortschritte dieser Studien die Unterscheidung der meisten Glieder der indischen Gondwánareihe auf dem Gebiete der australischen Cordillere erwartet werden darf.[22]

Es ist aber bemerkenswerth, dass in Australien der Gondwánareihe Floren vorangehen, welche die Tracht europäischer Floren der paläozoischen Zeit an sich tragen. Die wichtigsten Floren, welche nach dem heutigen Stande der Beobachtungen in diesem Gebiete unterschieden werden, sind:

1. Eine devonische Flora mit *Lepidodendron nothum*, welches in Thüringen in den obersten Lagen des Cypridinenschiefers, also in dem höchsten Theile des deutschen Devon liegt und welche auch aus dem Devon von Canada bekannt ist. Carruthers hat

zuerst die Uebereinstimmung ausgesprochen.[23] Arten aus den Gattungen *Cordaites, Sigillaria, Archaeopteris* u. And. werden aus demselben Horizonte angeführt.

2. Eine Flora, welche dem europäischen Culm entspricht. *Lepidodendron Veltheimianum* wurde schon vor vielen Jahren von Crepin unter australischen Fossilien erkannt; daneben erscheinen *Calamites radiatus, Cyclostigma australe* Feistm., welches dieser Autor selbst kaum von dem irischen *Cyclost. Kiltorkense* trennen zu können angibt, *Rhacopteris inaequilatera*, u. And.[24]

3. Nach der Culmflora ist die auffallende Uebereinstimmung mit der nördlichen Hemisphäre für lange Zeit unterbrochen, und es folgen über dem unteren Kohlenkalke die Flötze mit *Glossopteris Browniana*; sie sind von den Spuren einer Gletscherzeit begleitet; in den glacialen Anhäufungen dieser Epoche wurde an einzelnen Stellen Schwemmgold gefunden. Dies sind die Talchír-Ablagerungen Indiens.

4. Ueber den marinen Schichten, welche diese Glacialbildungen überlagern, und welche bis zur Kreideformation die letzten Meeresbildungen der Cordillere sind, liegen verschiedene pflanzenführende Schichten, in deren tiefstem Theile noch *Glossopteris* getroffen wird, und welche die Zeitäquivalente der Trias und der rhätischen Zeit in sich begreifen. Ob hieher auch die Aequivalente des Perm zu stellen seien, mag für jetzt unentschieden bleiben.

5. Eine ausgebreitete und wichtige Schichtenreihe, welche durch die Gattungen *Thinnfeldia* und *Taeniopteris* bezeichnet ist, die Jerusalem-beds in Tasmanien, die Clarence-beds in N. S. Wales in sich begreift und an der Ostküste von Queensland sehr entwickelt ist.

Auf diese aussermarine Serie wird an späterer Stelle zurückzukommen sein. Die zunächst folgenden Ablagerungen sind weit jünger; sie sind marin und dürften nach Neumayr's Untersuchungen beiläufig den cretacischen Schichten von Apt entsprechen.

Das unwirthliche tasmanische Hochland ist ein Stück der australischen Cordillere. Ein grosser Theil desselben wird von einer etwa 4000 Fuss hohen Tafel gebildet, welche durch Thäler zertheilt ist. Gegen Osten bricht das Hochland steil zum Meere ab.

Strzelecki hat die Grundlage unserer Kenntniss von dem Baue dieser Insel geschaffen; spätere Arbeiten haben seine Ergebnisse ergänzt.[25] Die Felsarten sind die nämlichen, aus welchen die Cordillere auf dem australischen Festlande besteht, doch treten in grösserer Menge als dort eruptive Grünsteine auf, welche einem späteren Theile der mesozoischen Zeit angehören. Granit, alte krystallinische Schiefer und Silur sind in steil aufgerichteten Zügen mit meridionalem Streichen sichtbar; das Carbon, und zwar sowohl in mariner, als in aussermariner Entwicklung liegt flach darauf; es folgen jüngere pflanzenführende Schichten; es ist auch noch der Horizont mit *Thinnfeldia* vertreten, und alle diese Ablagerungen sind überlagert von Decken von Grünstein, welche einen guten Theil der Oberfläche des Tafellandes bilden. Marine Schichten der mesozoischen Zeit fehlen ganz; tertiäre Meeresbildungen, jenen der grossen Bucht entsprechend, sind an der Nordküste in geringer Höhe über dem Meere bekannt; tertiäre Basalte sind sowohl im Norden als im Süden der Insel vorhanden.

Die Felsarten der Cordillere bilden nun, stellenweise von tertiären Meeresbildungen überlagert, die Inseln der Bass-Strasse, und indem wir ihrem Streichen auf das Festland folgen, erreichen wir die Australischen Alpen, den höchsten Theil der Cordillere. Lendenfeld hat ihren Bau näher beschrieben. Obwohl im südöstlichen Australien der Hauptzug des Gebirges im Bogen sich in die ostwestliche Richtung wendet, entspricht doch, wie bereits gesagt worden ist, die Structur dieser Richtung nicht. Man kann auch aus Lendenfeld's Darstellung deutlich entnehmen, wie der Bogen in einzelne meridionale oder ein wenig gegen Süd convergirende Querketten zerfällt, welche das wahre Streichen der steil gestellten Züge von Granit, Gneiss und Silur zum Ausdrucke bringen, aus welchen dieses Gebirge besteht. Im Bogong-Gebirge tritt hiezu eine ausgedehnte Eruptivmasse einer basischen Felsart von muthmasslich devonischem Alter.

Die Leitlinien der Structur sind sehr leicht convex gegen Ost und deuten auf Faltung von West her. Diese Faltung ist älter als das Carbon.[26]

Derselbe Bau des Gebirges setzt sich aus dem östlichen Victoria, der steil zu mehr als 2000 Faden Tiefe abfallenden Küste

ziemlich parallel, nach Neu-Süd-Wales fort. Die geologische Karte dieser Colonie von Clarke und Wilkinson zeigt deutlich, wie die nahe in meridionaler Richtung streichenden Züge von Granit und steil gefaltetem Silur, begleitet von einzelnen ähnlichen Zügen von Devon und altem Porphyr, etwa bis Bateman's Bay, 35° 40′ s. Br., die Ostküste bilden, wie aber von hier an gegen Nord ihr östlicher Rand, dem Meridian 150° ö. L. folgend, sich mehr und mehr von der Küste entfernt, und wie dann N. von Mudgee, an der Wasserscheide zwischen dem Hunter und dem Macquarie, etwa in 32° 10′ s. Br. die ganze meridional streichende Cordillere unter flach gelagertem Carbon verschwindet.[27]

Während aber dieser Zug von dem transgredirenden Carbon überdeckt wird, taucht östlich von demselben, in beiläufig derselben Breite, am Manning-River, an dem Nordrande derselben carbonischen Decke ein neuer grosser Zug von meridional streichendem Granit und Silur hervor, welcher ziemlich mit der New England Range zusammenfällt und nordwärts nach Queensland zieht. Die Cordillere besteht also hier aus zwei wechselständigen Faltenzügen; beide streichen mit dem Meridian. Der von Süden anlangende Zug liegt zwischen 148 und 150 ö. L. und verschwindet, bevor er 32° s. Br. erreicht; der gegen Nord reichende Zug beginnt in 32° und seine Mitte liegt zwischen 151 und 152° ö. L. Die Carbonformation umgibt das Ende des einen und den Beginn des anderen Zuges und breitet sich an der Küste von 35° 40′ bis über Port Macquarie, d. i. bis über 31° 30′ aus. Jüngere pflanzenführende Schichten sind ihr im Süden aufgelagert.

In diesem flachgelagerten Zwischengebiete liegt Sydney und liegen die wichtigsten Kohlenflötze der Colonie; dies sind *Glossopteris*-Flötze. Das Flussgebiet des Hunter gehört diesem Gebiete an.

Wir wenden uns nun wieder jenem im 32.° hervorgetretenen Faltenzuge zu, welcher mit der New England Range beginnt. Daintree's treffliche Darstellung von Queensland lehrt die Eigenthümlichkeiten desselben kennen.[28] Im nördlichen Theile von Neu-Süd-Wales besteht dieser Zug aus gefalteten altpaläozoischen Schichten, welche in ihrer Mitte von hohen Granitbergen durchzogen sind. Gegen Norden scheint der Granit zurückzutreten; devonische Schichten bilden den grössten Theil des Gebirges, und ein überaus

langer Zug devonischer Falten bildet die Fortsetzung dieses Gebirgstheiles, mit leichter Beugung dem Verlaufe der Küste folgend bis in die Shoalwater Bucht, d. i. bis über 22° 30′ hinaus. Es reicht also nach den heute vorliegenden Nachrichten diese Kette vom 32.° an durch 9½ Breite gegen Norden. Ihre beiden Gehänge sind von verschiedenen Sedimenten begleitet. An ihrer Ostseite, gegen das Meer hin, liegt, schon im 30.° in Neu-Süd-Wales beginnend und bis über den 25.° reichend, eine fast ununterbrochene Zone von mesozoischen pflanzenführenden Schichten.[29] Dies ist das Hauptgebiet der Thinnfeldien führenden Schichten, und wie man sieht, liegt dieses wichtigste Ablagerungsgebiet ausserhalb des Gebietes der carbonischen Flötze. Auf der Westseite des Gebirges dagegen liegt eine lange Zone von carbonischen Ablagerungen. Von hier sind Culmpflanzen bekannt und Seethiere des Kohlenkalkes. Die Schichten sind in sehr weiten Wellen gelegt. Diese Zone zieht von dem Quellgebiete des Hunter her an der Westseite der New England Range herauf, und Daintree hat die grossen Schollen, welche, fortwährend der Küste parallel laufend, ihre Fortsetzung bilden, sogar bis zwischen 21 und 20° s. Br. verfolgt. Diese nördlichsten Theile liegen auf dem sofort zu erwähnenden granitischen Gebiete.

Die Cordillere sinkt gegen West unter den Wüstensandstein und die marinen cretacischen Ablagerungen hinab, welche bis zum Golf von Carpentaria und bis in den fernen Westen den Boden der Wüsteneien des Innern bilden, nur da und dort unterbrochen durch Züge von Granit oder paläozoischen Sedimenten. An einer Stelle jedoch, bei Maryborough, in 25° 30′ erscheint eine kleine Scholle von cretacischer Meeresbildung an der Ostseite des Gebirges, aufgelagert auf die mesozoischen pflanzenführenden Schichten.

An der Shoalwater-Bucht, sagten wir, endet die mit der New England Range beginnende Kette; hier besteht sie aus gefaltetem Devon. Sie bildet den am meisten gegen Ost vortretenden, mittleren Theil der australischen Küste. In ihrem nördlichen Theile wird streckenweise das Streichen N. 30° W. bemerkt, welches dem Verlaufe der Küste entspricht. An der Westseite des Broad-Sund taucht westlich von diesem devonischen Zuge ein grosser Zug granitischer Gesteine hervor. So wie wechselständig im Falten-

gebirge die langen Sättel sich ablösen, so scheinen sich auch diese Züge zu einander zu verhalten. Auf dem südlichen Theile dieses granitischen Zuges liegen die nördlichsten Schollen der Carbonzone; einzelne devonische oder silurische Vorkommnisse begleiten ihn im Westen gegen die Ebene hin, die ganze Küste aber ist von 22° nordwärts, so weit sie bekannt ist, von granitischen Felsarten gebildet. Das Gebirge ist viel niedriger geworden. Der Wüstensandstein greift mehr und mehr vom Westen herüber.

Rattray hat das öde Land um Cap York beschrieben. Das granitische Gebirge zieht längs der Ostküste gegen Nord; Cap Melville (14° 15′), Cap Direction (12° 50′), dann Weymouth, Fair Cape und Andere bestehen aus Granit; das Ende der Halbinsel ist Porphyr. Der Wüstensandstein bildet weithin den Untergrund; auf der Insel Albany erreicht er das Meer. Eine rothe, dem Laterit ähnliche Bildung ist ihm auf grosse Strecken aufgelagert. Die Inseln und Riffe der Torres-Strasse bestehen zum nicht geringen Theile aus Granit und bilden die Fortsetzung der Cordillere nach Neu-Guinea.[30]

Nach den bis heute vorliegenden Angaben sind die Faltenzüge des australischen Festlandes Glieder eines durch übereinstimmende Kennzeichen verbundenen Systems von Gebirgen. Sie sind alle mehr oder minder meridional oder so gereiht, dass sie bei geringer Abweichung von der meridionalen Richtung, wie diese namentlich in N. Queensland eintritt, in ihrer Gesammtheit einen leicht gegen Ost convexen Bogen bilden. Sie sind älter als die Carbonformation, insbesondere in Queensland älter als der Culm. Westlich und hauptsächlich östlich von der Tiefenlinie, welche durch Lake Eyre, Lake Torrens und den Spencer Golf ausgezeichnet ist, treten die Ketten hervor. Die erste ist Flinders-Range, die zweite Adelaide-Range, die dritte Barrier- und Grey-Range, in deren Richtung weit im Norden M'Kinlay-Range liegt, welche nach Daintree ebenfalls aus alten Felsarten besteht. Nun folgen im Osten die Glieder der grossen Cordillere, nämlich eine Kette, welche von Tasmanien durch die australischen Alpen bis an den Hunter-Fluss in 32° s. Br. zieht; eine zweite, welche in 32° sich östlich vom Hunter wechselständig anreiht und bis etwa 22° 30′ der Küste parallel streicht; endlich eine dritte, welche an

die Westseite des nördlichen Endes der zweiten Kette abermals wechselständig sich anreiht, an Höhe abnimmt und, gegen NNW. gerichtet, über Cap York hinaus durch die Inseln der Torres-Strasse nach Neu-Guinea streicht.

Nun sind die vulcanischen Bildungen noch nicht erwähnt worden, obwohl sie an dem Aufbaue der Cordillere einen nicht unbeträchtlichen Antheil nehmen. Es handelt sich hier nicht um jene älteren Eruptivgesteine, welche innerhalb der gefalteten paläozoischen Reihe in unverkennbarer Verbindung mit den Goldvorkommnissen eine so grosse Bedeutung für diese Länder erreicht haben, sondern nur um die weit jüngeren, mitteltertiären und noch jüngeren Laven. Diese sind durchwegs basisch. Auf den höheren Theilen der Cordillere und an ihren Abhängen, von Tasmanien durch Victoria, Neu-Süd-Wales und Queensland sind viele basaltische Ströme und Decken sichtbar, welche da und dort über blattführenden Schichten liegen, die nicht älter sein dürften als das mittlere Tertiär. Daintree hat gezeigt, dass in Queensland der Wüstensandstein solchen Laven aufgelagert ist. Dabei ist festzuhalten, dass diese weitverbreitete äolische Bildung älter ist als die Fauna der grossen Marsupialier, wie *Diprotodon* und seine Zeitgenossen, welche im Gegentheile in noch jüngeren Anhäufungen und in den Erosionsfurchen des Wüstensandsteins getroffen werden.

Etwas N. vom 21.° stellt sich aber in Queensland eine Anzahl von Eruptionsstellen ein, welche durch die volle Erhaltung des Aschenkegels ein jüngeres Alter verrathen, und ihre Laven fliessen an einzelnen Stellen über den Wüstensandstein. Ganz eben so sieht man im Süden, wo in Victoria die Gestalt des Gebirges quer liegt auf der Structur, wo nämlich ein Ablenken der Höhen, nicht aber der Faltung gegen West stattfindet, vulcanische Bildungen auftreten, welche heute noch ihre Aschenbecher tragen. Sie ziehen mit allen äusseren Merkmalen geringeren Alters durch den südlichen Theil von Victoria gegen West. Der Krater des Mt. Gambier ist horizontalen, marinen Tertiärschichten aufgesetzt. Woods hat ihn genau beschrieben.[31] In oder unter den Aschen dieser Vulcane hat man nicht nur Reste der grossen Marsupialier, sondern sogar des *Dingo* gefunden.

Auf der Cordillere haben also seit der Miocänzeit basische vulcanische Ausbrüche stattgefunden, und im Norden, sowie in Victoria reichen dieselben bis in eine sehr späte Zeit.

Wenig nur ist von den Wüsten des Inneren zu sagen. Was unternehmende Reisende in diesen unwirthlichen Gegenden gesehen oder aufgelesen haben, beschränkt sich auf Granit, der weit und breit in verwittertem Zustande an die Oberfläche zu treten scheint, auf ältere Schiefer, einige Vorkommnisse mesozoischer Meeresablagerungen und eine weite Decke von Wüstensandstein. Die Zweifel gegen das Vorhandensein jurassischer Meeresbildungen im Osten des Landes sind bereits erwähnt worden; sie erstrecken sich auch auf alle bisherigen Funde im Innern. Nur die Kreideformation kann als sicher nachgewiesen gelten. Diese allerdings reicht von den westlichen Abhängen der Cordillere, oder richtiger von der Scholle an ihrer Ostseite bei Maryborough in Queensland, bis an M. Stuart in der Grey-Range, darüber hinaus bis über Lake Eyre, gegen NW. bis in die Nähe des Golfes von Carpentaria und gewiss noch viel weiter in das Innere.

Auch die von der Nordwestküste eingedrungenen Forscher haben nur Granit und Wüstensandstein angetroffen, vielleicht auch Basalt, z. B. am Victoriaflusse. Erst vom Glenelg River, zwischen 15 und 16° s. Br. wurden wieder echte Jurafossilien gebracht; unter dieser Angabe sind jene Stücke nach Europa gekommen, welche Neumayr beschrieben hat, und welche so grosse Uebereinstimmung mit den von Gregory und seinen Nachfolgern in südlicheren Theilen der Westküste gesammelten Arten besitzen.[32] Niemals hat man in der Mitte oder dem Osten Australiens bisher ähnliche Vorkommnisse angetroffen, und wir müssen diese merkwürdigen, so sehr an europäische Jura-Ablagerungen erinnernden Sedimente vorläufig als auf den Westen der Tafel beschränkt ansehen.

Versetzen wir uns nun, die in Australien und Neu-Seeland gesammelten Erfahrungen im Auge haltend, innerhalb derselben Breitegrade an die andere Seite des pacifischen Oceans.

An dem westlichen Rande des Gran Chaco erheben sich zahlreiche hohe und schmale, im Meridian streichende Ketten aus alten Felsarten. Ihre Schichtstellung ist sehr steil. Die östlichsten derselben, in der Nähe der Stadt Córdoba, wie Sierra Ischilin,

S. de Córdoba und S. Cerezuela, bestehen aus Granit, Gneiss und archaischem Schiefer. Weiter im Norden ist es die S. de Aconquija, aus Granit und Gneiss bestehend, und sind es zahlreiche andere, aus primordialen und silurischen Schichten zusammengesetzte, durchwegs parallele und schmale Züge, welche bis nach Bolivien hin die Fortsetzung dieses Systems meridionaler Sierren bilden (I, S. 660). Weiter gegen West vervollständigt sich die Serie mariner Bildungen; mächtige mesozoische Ablagerungen treten hinzu. In neuerer Zeit hat Mojsisovics in den nördlichen Theilen der Anden nach Funden von Reiss und Stübel in Peru und von Lindig in Chaparal auch die marine Vertretung der Triasformation nachgewiesen.[33]

Mit der Vervollständigung der mesozoischen Serie ist zugleich das Hochgebirge erreicht. Darüber hinaus liegt gegen West die Tiefenfurche von Chile, dann die fremdartige Küsten-Cordillere, endlich der Ocean.

In Australien vollziehen wir nun die Wanderung anstatt von Ost gegen Westen in der entgegengesetzten Richtung, von Westen gegen Osten.

Anstatt des Gran Chaco oder der Pampas liegen vor uns die Wüsten des westlichen Australien, an Stelle der Lagunas ihres Westrandes die Wasserflächen vom Spencer Golf bis zum Lake Eyre, an Stelle der meridionalen Sierren von Córdoba mit ihren alten Felsarten folgen Flinders Range, Adelaide Range, Barrier und Grey Range und anstatt der weiteren Parallelen die wechselständigen Theile der australischen Cordillere. Nun entzieht das Meer uns durch eine grosse Strecke den Anblick der Fortsetzung, aber jenseits desselben, in Neu-Seeland, ist die mesozoische Serie vervollständigt, die marine Vertretung der Trias ist vorhanden, mit ihr mehrere Glieder der Juraformation, und mit dieser Vervollständigung der Serie ist auch das Hochgebirge erreicht und zugleich ein Gebiet weit jüngerer Faltungen.[34]

Sowie nun die argentinischen Sierren an dem Rande der grossen Ebene nicht abgetrennt werden dürfen von dem Hauptzuge der Anden, sondern mit demselben Glieder eines einzigen, nach einheitlichen Grundlinien aufgethürmten Gebirgssystems ausmachen, so sind alle Ketten, von Flinders Range bis zur austra-

lischen Cordillere, mit Inbegriff des längeren der beiden in Neu-Seeland schaarenden Hochgebirgsstücke, als Theile eines einzigen einheitlich gebauten Systems von Gebirgen anzusehen.

Hiebei tritt wieder der Umstand in den Vordergrund, dass die tertiären Meeresablagerungen die Südküste Australiens begleiten, auch in die Quersenkung, welche die Bass-Strasse bildet, eintreten, sogar den südlichen Theil von North Gippsland erreichen und doch der ganzen Ostküste des Festlandes, sowie der steil abbrechenden tasmanischen Ostküste gänzlich fehlen. Es hat schon Clarke aus diesem Grunde die Vermuthung geäussert, dass die östliche Fortsetzung des australischen Festlandes durch eine jüngere Senkung abgeschnitten sei.[35]

Zur Bestätigung dieser Meinung mag die Thatsache angeführt werden, dass auf Lord Howe's Insel, zwischen Australien und Neu-Seeland grosse Knochen von Landthieren gefunden worden sind, welche den riesigen Lacerten-Gattungen *Megalania* und *Notiosaurus* zugeschrieben werden. Diese Gattungen sind auf dem australischen Festlande Zeitgenossen des *Diprotodon* und der anderen grossen Marsupialier gewesen und haben daher nach der Ablagerung des Wüstensandsteins, in sehr junger Zeit gelebt. Lord Howe's Insel kann unmöglich in ihrem heutigen Umfange so grosse Thiere ernährt haben.[36]

3. Neu-Caledonien. Hervorragende Beobachter, wie Dana und Clarke, haben bereits vor vielen Jahren Neu-Caledonien als die Fortsetzung Neu-Seelands bezeichnet; die Verbindung sollte durch das Streichen der nordwestlichen Halbinsel Neu-Seelands und durch Norfolk angezeigt sein. Man weiss jetzt, dass die Richtung dieser Halbinsel nicht dem Hauptstreichen Neu-Seelands entspricht; in Neu-Caledonien gibt es aber allerdings einige Vorkommnisse, welche eine besondere Uebereinstimmung mit Neu-Seeland verrathen.

Garnier und Heurteau haben ausführliche Berichte über die Zusammensetzung dieser grossen Insel veröffentlicht; Deslongchamps und P. Fischer haben die Versteinerungen derselben beschrieben.[37] Der Bau ist der Folgende.

Entlang der südwestlichen Küste treten an mehreren Stellen und namentlich in der südlichen Hälfte der Insel Melaphyre und

begleitende Tuffe auf. Nun folgt gegen Ost ein verändertes Gestein, in welchem *Spirigera Wreyi* der neuseeländischen Triasformation gefunden worden ist. Diesem aufgelagert folgt Schiefer der Triasformation mit *Pseudomonotis Richmondiana* und *Mytilus problematicus,* also der mittleren Trias Neu-Seelands entsprechend. Diese Ablagerungen sind auf den Inseln Ducos und Hugon bekannt. Der Triaszone folgt als eine weit längere, schmale Zone, der Küste parallel streichend, eine Reihe von kohlenführenden Schichten. Sie sind an der Küste ziemlich weit gegen NW. bekannt; es sind vorherrschend Lagen von Sandstein und Conglomerat; einige vorgefundene Meeresfossilien sind mit Arten des europäischen Lias identificirt worden; die Kohle wird der rhätischen Zeit oder dem Lias zugezählt. Die Zone, welche den kohlenführenden Schichten folgt, ist von allen die weitaus bedeutendste und nimmt den grössten Theil der Insel ein; es ist ein mächtiger Zug von Serpentin und grünem Schiefer, begleitet von Gängen von Euphotid, ausgezeichnet durch seinen Reichthum an Chromeisen und an Nickel. Dieser Serpentinzug bildet die Isle des Pins und den südlichsten Theil Neu-Caledoniens, dann die Küsten an der NO. Seite bis Uaïlu, also bis in die halbe Länge der Insel und an der SW. Seite bis zum Mont Dore. Dann gibt er an dieser Seite den bereits erwähnten sedimentären Zonen Raum und gelangt weiter im Norden wieder an die SW. Küste; endlich erreicht er, durch die ganze Mitte der Insel fortstreichend, die nördlichste Spitze Neu-Caledoniens und setzt sich noch über dieselbe hinaus auf Paaba fort. Dieser von der Isle des Pins bis Paaba streichende Serpentinzug mit seinen vielen vereinzelten, schwarzen, kahlen Felskuppen, häufig bedeckt von dunkelrothen, aus der Zersetzung hervorgegangenen Massen, und oft die ganze Breite der Insel einnehmend, ist bezeichnend für Neu-Caledonien.

Alle bisher genannten Gesteine streichen gegen NW., entsprechend der Erstreckung der Insel. Umsomehr muss es befremden, dass in dem nördlichen Theile Neu-Caledoniens andere, und zwar ältere Felsarten auftreten, welche nach ganz anderer Richtung streichen. Heurteau beschreibt sie als eine Zone von Glimmerschiefer, zu beiden Seiten begleitet von Dachschiefer. Der Glimmerschiefer bildet den ziemlich ansehnlichen Gebirgsrücken,

welcher den Fluss Diahot von der Ostküste abtrennt; dieser Rücken verläuft gegen NW. wie der Serpentinzug und die ganze Erstreckung der Insel, aber der Glimmerschiefer streicht nach Heurteau's ausdrücklicher Angabe quer auf diesen Rücken gegen NO. Der Dachschiefer reicht gegen Süd bis in die Nähe von Uaïlu, von welchem Punkte aus, wie bereits gesagt worden ist, Serpentin die Küste bis zum südlichen Ende Neu-Caledoniens bildet. Krystallinischer Kalk ist beiden Dachschieferzonen eingelagert.

Heurteau's Darstellungen des Thales des Diahot zeigen, dass in diesem alten Schiefergebirge wirklich das Streichen N. 20° O. bis N. 55° O. ist, und nur gegen den nördlichsten Theil der Insel hin lenkt das Streichen der nördlichen Dachschieferzone mehr und mehr in das allgemeine Streichen gegen NW. ein.

So kennen wir also aus Neu-Caledonien zwei Gruppen von Felsarten, welche nach verschiedenen Richtungen streichen. Die erste, räumlich viel bedeutendere, streicht NW. wie die Insel selbst und besteht aus einer Zone von Melaphyr- und Tuffvorkommnissen, der Triasformation, den kohlenführenden Schichten und dem grossen Serpentinzuge. Die zweite Gruppe streicht gegen NO., ist nur im Norden bekannt und besteht aus Glimmerschiefer und Dachschiefer. Die erste Gruppe ist ein Stück eines zonenförmig angeordneten Kettengebirges; über seine näheren Beziehungen zu der zweiten Gruppe ist es heute nicht möglich ein Urtheil zu bilden.

Das Alter des grossen Serpentinzuges ist nicht bekannt. Es ist kein anderes so ausgedehntes Serpentinvorkommen an der ganzen Westküste des pacifischen Meeres bisher angetroffen worden. Seiner Lage nach scheint derselbe den äusseren Zonen eines grossen Kettengebirges anzugehören, etwa wie die Serpentine, welche an so vielen Orten in den Flyschzügen bekannt sind; Heurteau hat ihn wegen des Vorkommens von Nickel und Zinnober an beiden Orten mit dem Serpentin von Neu-Almaden in der californischen Küstenkette verglichen.[38] Um so wichtiger ist die Thatsache, dass in neuester Zeit Fossilien aus dem Innern Neu-Caledoniens von Ratte bekannt gemacht worden sind, welche derselbe für obercretacisch hält.[39]

Jüngere vulcanische Felsarten sind auf Neu-Caledonien gar nicht beobachtet worden.

Es ist meine Absicht nicht, an dieser Stelle von den Korallenbildungen zu sprechen, welche die Insel umgürten; auch die mächtigen Kalkablagerungen, welche die parallel streichende Reihe der Loyalty-Inseln bilden, sollen erst an späterer Stelle in Betrachtung gezogen werden. Es ist aber für die späteren Darstellungen die Thatsache von Wichtigkeit, dass von Tenison-Woods aus der Mitte von Viti Levu tertiäre Meeresfossilien, und zwar erloschene Arten, doch von tropischem Charakter, nachgewiesen worden sind.[40]

Ausserordentlich spärlich sind die Nachrichten über die gegen NW. folgenden Inseln, soweit sie nicht aus Korallenbauten oder jüngeren vulcanischen Bildungen bestehen, und nur das Gesammtstreichen derselben gestattet irgend welche Vermuthung über den Zusammenhang ihres Baues.

Nur lose Stücke sind von Neu-Britannien und Neu-Irland bekannt geworden.

Von dem Carteret- und Sulphurhafen auf Neu-Irland erwähnt Schleinitz, dass die Berge aus Kalkstein bestehen, doch seien auch Granit, Porphyr, Hornblende und Sandstein in Rollstücken aus dem Innern vorhanden. Hiemit stimmen die Nachrichten von Liversidge überein; ausser Porphyr und Diorit wird ein wahrscheinlich älterer grauer Kalkstein genannt von einem Berge 2500 Fuss hoch, ferner ältere vulcanische Asche, rother Jaspis, Sandstein, Epidot und Mandelstein-Lava. Von Neu-Britannien werden nur verschiedene vulcanische Vorkommnisse und weisser Kalkstein aufgezählt.[41]

4. Bandasee, Borneo. Indem wir uns Neu-Guinea nähern, tritt die Bedeutung der Tertiärformation für die Sundawelt hervor. An früherer Stelle wurde gezeigt, dass die marinen Tertiärablagerungen an der Südküste Australiens in bedeutender Ausbreitung an der Grossen Bucht vorhanden sind, dass sie in die Bass-Strasse eintreten, dass aber die ganze Ostküste Australiens und Tasmaniens bis zur Torres-Strasse noch niemals eine Spur mariner Tertiärablagerungen geliefert hat. Im Hall-Sund auf Neu-Guinea hat Macleay tertiäre Meeresconchylien gesammelt, aber Tenison-Woods erklärt, dass sie von den Tertiärablagerungen des südlichen Australien völlig verschieden seien.[42] Tertiärer Kalkstein,

meistens durch Orbitoiden und Lithothamnien ausgezeichnet und wahrscheinlich von etwa altmiocänem Alter, bildet den Nachweisen Martin's zufolge einen grossen Theil der nordwestlichen Küsten Neu-Guineas; er setzt hier 200 bis 300 M. hohe Klippen zusammen. Ebenso bildet dieser Kalkstein die kleine Insel Koor im Südwesten und mehrere der vorliegenden grösseren Inseln, auch die Insel Soëk im N. des Geelvink-Busens. Auf der Insel Lakahia gegenüber Merküs-Ort soll Sandstein mit Kohlenflötzen auftreten.[43]

Die Schneegebirge im Innern Neu-Guineas sind völlig unbekannt.

Der malayische Bogen, welcher von Burma her durch Malakka, die Andamanen und Nikobaren, durch Sumatra und Java, über Flores hinaus streicht (I, S. 587), ist bei der geringen Kenntniss, welche wir von den östlichen Theilen dieser langen Inselreihe besitzen, schwer zu verfolgen; es ist aber deutlich sichtbar, dass Sandelbosch und Timor ausserhalb desselben liegen.

Sandelbosch ist nicht genauer bekannt; Timor weicht ziemlich bedeutend von den Angaben ab, welche über die innerhalb des Bogens befindlichen Inseln vorliegen. Seitdem Beyrich auf Timor den Kohlenkalk nachwies, haben mehrere Forscher, insbesondere Martin und Wichmann die Vorkommnisse dieser Insel bekannt gemacht. Alte Schiefer, dann Tonalit, Diorit und Serpentin wurden angetroffen; der Kohlenkalk besitzt eine beträchtliche Ausdehnung; das Vorkommen von Triasablagerungen ist nicht ganz ausser Zweifel gestellt; die tertiären Bildungen nehmen einen grossen Raum ein und scheinen sich wie in Java im Innern der Insel mehrere tausend Fuss hoch zu erheben.[44]

Timor streicht nicht in der Richtung des grossen Bogens; seine Beziehungen zu demselben sind ganz unbekannt. Wenden wir uns nun dem östlichen Ende des Bogens zu.

Sehr lehrreich scheint mir der Umstand, dass es Verbeek gelungen ist, in der Residentschaft Cheribon auf Java, am Fusse der grossen Vulcane, steile Faltungen in den tertiären Schichten nachzuweisen.[45] Auf Madura ist die Fortsetzung des Glimmerschiefers von Java entdeckt worden, wie dort von tertiären Meeresbildungen überdeckt. Nur die Linie der Vulcane deutet die Fort-

setzung des Bogens über Bali, Sumbawa und Flores an. Wie auf Java und Madura nehmen tertiäre Bildungen hervorragenden Antheil an dem Baue dieser Inseln. Die Umrandung der Bandasee wurde von Riedel geschildert. Aus diesen Aufzeichnungen ist vor Allem die wichtige Thatsache zu entnehmen, dass die Inseln Romang, Damma, Teun, Nila und Serua einen langen und zusammenhängenden Zug heute noch thätiger Vulcane bilden; als ihre weitere Fortsetzung ist wohl die vulcanische Insel Tuur, die südlichste der Watubela-Gruppe (S. vom Gorong-Archipel), anzusehen, deren letzter Ausbruch im J. 1659 stattfand. Diese sechs vulcanischen Inseln liegen aber genau in der Fortsetzung der grossen von Java her streichenden bogenförmigen Zone von Vulcanen und führen den Bogen bis in die unmittelbare Nähe von Neu-Guinea. Der Zug ist aber um so auffallender, als ausserhalb desselben nur an einer Stelle, an der Ostseite der Insel Moa, vulcanische Vorkommnisse erwähnt werden.

Eine mitteltertiäre Schichtreihe, aus Sandstein, Mergel oder Kalkstein bestehend, bildet einen grossen Theil der vor dem vulcanischen Zuge liegenden Inseln. Leti und Moa bestehen daraus, während die nächstfolgende Insel Lakor ein junger Korallenbau ist. Die Luang-Sermattagruppe ist ebenfalls mitteltertiär, ebenso die Babar-Gruppe, aus welcher jedoch auch mesozoischer Kalkstein, angeblich Jurakalk, erwähnt wird. Die Tanembar- oder Timorlao-Gruppe besteht fast ausschliesslich aus niedrigem Korallenkalk, doch wird im SO. Theile von Jamdena, der grossen Insel von Timorlao, junges Tertiärland sichtbar. In der Keei-Gruppe ist Nuhujuut, die grosse Insel, mitteltertiär; sie erhebt sich gegen N. zu 400—500 M. Die Haupt-Gruppe von Aaru ist eine junge Kalkplatte, durchschnitten von Salzwasser-Canälen von 25 bis 800 M. Breite, welche quer über die Insel von Küste zu Küste ziehen; im Südosten erhebt sich junges Tertiärland bis zu 50 M.[46] Es geht aus Martin's Berichten deutlich hervor, dass diese tertiären Ablagerungen eine Fortsetzung jener von N. Guinea sind.

Die beiden NO. von Timor gelegenen Inseln Eetar (oder Wetar) und Keisar (1200 M. hoch) bestehen aus alten und zum Theile angeblich auch aus mesozoischen Felsarten. Ebenso bilden alte Felsarten, angeblich streckenweise in Verbindung mit

paläozoischem oder mesozoischem Kalkstein, den hohen Zug, welcher von Buru (2500 M.) über Serang (oder Ceram, ebenfalls bis 2500 M.) gegen den Seranglas- und Gorong-Archipel sich erstreckt. Mitteltertiäre Ablagerungen begleiten diesen Zug; die Insel Ambon besteht aus denselben. So wie am Irawaddi, den Nikobaren, auf Sumatra und auf Java ist nun auch an der Ostküste von Serang Erdöl bekannt.[47]

Die mitteltertiäre Schichtfolge, von welcher einzelne Glieder durch Kohlenflötze oder durch Nummulinen, Orbitoiden, durch eigenthümliche Lithothamnien und die Gattung *Cycloclypeus* ausgezeichnet sind, werden von Verbeek zum Theile dem Eocän beigezählt, von Martin aber für Miocän gehalten. Martin hat den tertiären Kalkstein auf Ambon, Buton, Madura, insbesondere aber in grosser Ausdehnung auf Borneo nachgewiesen.[48]

Es lässt sich nicht läugnen, dass der vulcanische Zug von Romang bis Tuur eine besondere Aehnlichkeit mit dem vulcanischen Bogen an der Innenseite der kleinen Antillen besitzt. Die tertiären Inseln und die jungen Kalkplatten entsprechen dann dem dort vorliegenden äusseren Bogen. Die Banda-See würde daher die Stelle des caraibischen Meeres und die Harafura-See, auf dem Vorlande liegend, jene des mexicanischen Golfes oder des benachbarten Theiles des atlantischen Oceans einnehmen.

Obwohl häufig mesozoische oder paläozoische Sedimente genannt werden, hat man doch, soweit meine Nachrichten reichen, bisher in dieser Region nur auf Borneo organische Reste getroffen, welche älter sind als die Tertiärzeit.

Von dieser grossen Insel besitzen wir eine von Schwaner und Gaffron in den Jahren 1843—1848 ausgearbeitete geologische Karte, welche die südlichen Gebiete zum Theile bis über den Aequator umfasst, dann eine Reihe von Einzelarbeiten holländischer Bergingenieure und eine lehrreiche Uebersicht von K. Martin.[49] Es ergibt sich, dass schon die ersten Erforscher des Baues, Horner und Schwaner, zu der Ansicht gelangt sind, dass im Innern von Borneo ein aus Granit, Serpentin, krystallinischem Schiefer und anderen alten Felsarten zusammengesetztes Gebirge vorhanden ist, welches einen ähnlichen Verlauf hat wie die Höhenzüge von Celebes und Halmahera, dessen Buchten jedoch von tertiären Ab-

lagerungen erfüllt sind. Martin zeigt, wie Peschel und Wallace, jeder von Beiden selbständig, ebenfalls zu dieser eigenthümlichen Homologie der drei benachbarten Inseln gelangt sind, welche doch in dem Umrisse von Borneo so wenig Ausdruck findet.[50]

Ausser dieser tertiären Transgression sind fossilführende Meeresablagerungen der Kreideformation in neuerer Zeit auf Borneo an dem Seberoeang, einem Nebenflusse des an der Westküste mündenden Stromes Kapoeas, durch Verbeek bekannt geworden. Unter den von Schelle gesammelten Vorkommnissen erkannte Geinitz solche, welche der *Vola quadricostata*, der *Trigonia limbata*, der *Goniomya designata*, dem *Hemiaster sublacunosus* und *Hem. plebejus*, sowie anderen obercretacischen Arten so nahe stehen, dass er die Ablagerung dem Ober-Senon gleichstellte.[51]

Es hat Tenison Woods die Kohlenfelder des Westens wenigstens zum Theile als den Newcastle-Flötzen Australiens gleichaltrig erklärt; für Labuan wird dies als Vermuthung ausgesprochen; aus dem Kohlengebiete von Sarawak werden *Phyllotheca australis* und *Vertebraria*, also bezeichnende Formen dieser australischen Ablagerungen angeführt.[52]

Endlich scheint es nicht an devonischen oder carbonischen Meeresfossilien zu fehlen; Schelle erwähnt Spuren davon in der westlichen Residenz, und Tenison Woods führt aus einem Kalkstein des Nordens *Fenestella* und *Stenopora* an.[53]

5. Cochinchina, Tonking. Die Arbeiten französischer Forscher haben die Kenntniss des hinterindischen Festlandes in neuerer Zeit wesentlich erweitert. Den kühnen Streifzügen Garnier's sind die Arbeiten von Ratte und Petiton in Nieder-Cochinchina und Kambodja, jene von Edm. Fuchs in diesem Gebiete, an der Küste von Annam und in Tonking, endlich die Mittheilungen von Jourdy aus dem östlichen Tonking gefolgt.[54] Wenn auch viele Fragen offen bleiben, lässt sich heute doch schon das Folgende entnehmen.

So wie auf Borneo jüngere eruptive Felsarten nur in sehr geringer Ausdehnung bekannt sind, sieht man zwar die Ost- und Südküste Hinterindiens von einzelnen Vorkommnissen dieser Art umgeben, aber auf dem Festlande sind jüngere eruptive Felsarten bis heute nur an einer einzigen Stelle, ganz nahe der Südküste, nachgewiesen. Es ist dies ein Basaltkopf südlich von Bien-Hoâ.

Die kleine Insel Tigre an der Ostküste (N. von 70° n. Br.) besteht aus Trachyt; ebenso ist Trachyt von Poulo Condor und Poulo Way in O. und W. des südlichsten Theiles von Cochinchina bekannt.

Ein Theil von Poulo Condor aber besteht aus Granulit, und dies ist der Vorläufer zahlreicher Vorkommnisse von Granulit, welche bei dem Cap St. Jacques und in der Umgebung von Baria sich erheben. Sie sind von Diorit begleitet und stehen gegen Norden mit grösseren Massen von altem Schiefergebirge im Zusammenhang. Diese vereinzelten Vorkommnisse alter Felsarten, welche gegen Cap St. Jacques vortreten, sind mit Poulo Condor als das südliche Ende des langen Höhenzuges anzusehen, welcher von dem granitischen Tafellande von Laos längs der Ostküste durch Annam herabzieht.

Wir wollen aber zuerst das Delta des Me-Kong etwas näher betrachten.

Die Granulithöhen von Baria setzen sich gegen NW. bis Bien-Hoâ fort. Weiter gegen NW. erhebt sich aus dem Schwemmlande ein Rücken von mürbem Sandstein, der erste jener zahlreichen Reste einer abgespülten Sandsteindecke, welche im Norden als Auflagerung auf rhätischen Kohlenflötzen wieder erscheinen; westlich von dem Sandsteinrücken ragt wieder bei Tay-Ninh ein granulitischer Berg hervor. An der Westseite des grossen Stromes, zwischen Chaudoc und Rach Gia, liegt abermals eine Gruppe granulitischer und auch granitischer Höhen, begleitet von demselben Sandstein, und NW. von dieser Gruppe besteht das westliche Kambodja, so weit man es bisher kennt, auf grosse Erstreckungen hin aus dem mürben Sandstein, welcher auf aufgerichteten Schichten von Kalkstein ruht, die man zum Kohlenkalk rechnet. Die grosse Insel Phu Quoc besteht auch aus demselben Sandstein und N. von dieser bildet der Sandstein die Elephanten-Berge.

Diese Höhen und insbesondere die granulitischen Rücken und Berge zwischen Baria und Bien-Hoâ, jene von Tay-Ninh und auf der anderen Seite des Me-Kong jene von Chaudoc schaffen eine unvollkommene Umgrenzung des weiten Schwemmlandes oder sind vielmehr als einstige Inseln und Halbinseln anzusehen, die durch das Schwemmland verbunden worden sind, welches nun

das ganze Gebiet bis zur südlichsten Landspitze hinaus allein zusammensetzt. Sehr eigenthümlich ist bei diesem ausgedehnten Fortschreiten der Verlandung die Rolle, welche den grossen Binnenseen von Kambodja zufällt. Fuchs hat die Vorgänge anschaulich geschildert. Das Meer bedeckte einstens den Raum, auf welchem heute die Anschüttungen des Me-Kong liegen. Die Mündung des Stromes befand sich damals weit östlich von den grossen Seen in der Nähe des heutigen Ph'nom Baché, und die aus granitischen Felsarten und Quarzporphyr bestehenden Höhen der heutigen Provinz Compong Soai trennten die Mündung von den grossen Seen, welche damals der nördlichste Theil eines tief in das Land eintretenden Meerbusens waren. Die vorschreitenden Anschwemmungen des Stromes haben dann diesen Theil des Busens von dem offenen Meere abgetrennt. Der Fluss Tonlé-Sap, welcher heute bei Ph'nom Penh in den Me-Kong mündet und diesen mit den Seen verbindet, hat aber so geringes Gefälle, dass er durch einen Theil des Jahres das Hochwasser des Me-Kong gegen Norden in die Seen trägt und durch den anderen Theil des Jahres den Abfluss der Seen südwärts in den Me-Kong führt. Sein Gefälle wird verkehrt, sobald der Me-Kong bei Ph'nom Penh 7—8 M. über Mittelwasser steigt; er steigt aber jährlich 12—14 M. über dasselbe.

Sehr dürftig sind die Nachrichten aus Annam. Wir wissen, dass ein granitischer Höhenrücken die Küste begleitet, dass an seinem Ostrande am Flusse Tourane in der Nähe von Huë alte Schiefer auftreten, und dass an derselben Stelle kohlenführende Ablagerungen vorhanden sind, welche wahrscheinlich mit jenen des Tonking übereinstimmen.

Weit genauer ist das Flachland von Tonking bekannt. Ein mürber Schiefer mit wenig Versteinerungen wird dem Devon zugezählt, doch sind die betreffenden Angaben nicht bestätigt. Ein sehr hervortretendes Glied bildet harter, marmorartiger Kalkstein, als schroffer Felsen aus vielen Theilen des Deltas aufragend und ausserhalb desselben zahllose Riffe und Inseln bildend. Jourdy hat in demselben Fossilien des Kohlenkalkes gefunden. Ueber diesem liegt Kalkschiefer eingeschaltet in Sandstein, und derselbe führt Conchylien, welche nach Douvillé der *Myophoria Goldfussi*

des Keupers nahe stehen; ich werde bald ähnliche Myophorien zu erwähnen haben, welche Lóczy von Tshung-tien in Yünnan mitgebracht hat. Nun folgen Sandstein und Schiefer, welche die flötzführende Serie von Tonking bilden. Zeiller hat die Flora dieser Flötze untersucht und ist zu dem bemerkenswerthen Ergebnisse gelangt, dass 10—12 Pflanzenarten mit solchen der rhätischen Stufe Europas übereinstimmen, während etwa ebensoviele andere Arten aus Indien, und zwar zum Theile aus den höchsten Schichten von Unter-Gondwána und zum Theile aus dem Beginne von Ober-Gondwána bekannt sind. Die Zahl der neuen Arten ist verhältnissmässig gering.[55]

Diese Schichtenreihe ist in Falten gelegt, welche SW.—NO. streichen; diese Falten reichen bis an das Meer, und Jourdy verzeichnet ihre Fortsetzung auf Hainan, wofür mir vorläufig nähere Nachweise nicht bekannt sind. Ferner ist nach demselben Beobachter das gegen NO. streichende Faltensystem von Brüchen durchsetzt, welche rechtwinkelig auf die Falten NW.—SO. verlaufen.

Jüngere Ablagerungen als die rhätischen Flötze sind aus diesen Ländern bisher noch nicht bekannt.

6. Die Philippinen. Die Beobachtungen über Celebes und Halmahera, welche mir bekannt geworden sind, reichen nicht aus, um auch nur Vermuthungen über ihren Bau auszusprechen. Man weiss, dass alte Felsarten, wie Granit und alte Schiefer, und zahlreiche junge, zum grossen Theile noch thätige Feuerberge vorhanden sind.

Die Nachrichten über die Philippinen sind weit vollständiger, aber auch hier ist ein sicheres Urtheil über die Grundlinien der Structur noch nicht gestattet. Die Philippinen haben bisher noch keinen Fossilrest der paläozoischen oder der mesozoischen Zeit geliefert. Ueber Gneiss, Talkschiefer, Serpentin und weit verbreiteten Gabbro und Diabasbildungen kennt man eine sedimentäre Reihe, welche aus einer Kalksteinzone und concordant aufgelagertem kohlenreichem Flötzgebirge von unbekanntem Alter, ferner aus Nummulitenkalk, einem jüngeren, bis 4000 Fuss hoch reichenden Korallenkalke, den ich dem mitteltertiären Korallenkalke der Banda-Inseln und von Borneo gleichstelle, endlich aus jungen Meeresbildungen besteht. Hiezu gesellt sich eine mannig-

faltige Serie vulcanischer Vorkommnisse, welche zum Mindesten bis in die Zeit des Nummulitenkalksteins zurückreicht.

Alle Beobachter stimmen darin überein, dass das Grundgebirge nicht als ein Tafelland, sondern als eine Anzahl von Ketten aufzufassen ist. Von diesen Ketten sind aber nur Bruchstücke sichtbar; einen grossen Theil bedeckt das Meer, und ein anderer Theil ist überschüttet mit Aschen und Tuff aus den jungen, an vielen Stellen heute noch thätigen Vulcanen. Die Umrisse der Inseln entsprechen nicht überall dem Streichen des Grundgebirges, sondern sind durch das Hinzutreten der vulcanischen Massen in vieler Beziehung verändert; so insbesondere im südlichen Theile von Luzon.

R. v. Drasche hat im J. 1878 in einer inhaltsreichen Darstellung von Luzon die Philippinen als eine Anzahl von Ketten dargestellt, welche im nördlichen Luzon gedrängt stehen mit nahe nord-südlichem Streichen, und welche gegen Süd und Südwest in Virgation auseinander treten. ,In Nord- und Central-Luzon herrscht die süd-nördliche Richtung vor; im Süden strahlen die Inseln fächerförmig auseinander, und zwar bemerkt man eine allmälige, von NW.—SO. nach NO.—SW. fortschreitende Drehung, so dass die Streichungsrichtungen von Paragua und Süd-Luzon, den beiden entgegengesetzten Enden des Fächers, auf einander senkrecht stehen.‘ Die östlichen Strahlen sind dabei stärker gegen Ost gekrümmt, und Drasche betont die Tendenz, sich der Küste von Annam in ähnlicher Weise anzuschmiegen wie Neu-Seeland und Neu-Caledonien dem Verlaufe der australischen Ostküste.[56]

Die seither gesammelten Erfahrungen scheinen diese Auffassung zu rechtfertigen. Um die Lage der einzelnen Ketten richtiger zu erfassen, muss man zwei auffallende Tiefenlinien im Auge behalten, welche bereits im J. 1869 von Semper in seiner Uebersichtskarte dieser Inseln in Farbe hervorgehoben worden sind.[57] Die erste dieser langgestreckten Niederungen liegt im westlichen Luzon, reicht vom Golf von Lingayen bis zu jenem von Manila und trennt einen Gebirgszug, die Sierra de Zambales, von Luzon ab. Die zweite Tiefenlinie befindet sich in dem östlichen Theile von Mindanao und zieht, durch eine Wasserscheide von nur mässiger Höhe getheilt, vom Busen von Butuan im Norden bis zu jenem von Davao im Süden. Auch sie scheidet eine selbständige

Gebirgskette ab, welche fast von N. gegen S., von Cap Surigao zum Cap S. Augustin streicht.

Die S. de Zambales in West-Luzon wurde von Drasche an zwei Stellen gekreuzt; sie besteht vorwaltend aus Gabbro und Talkschiefer mit Serpentin; grosse Massen von trachytischem Tuff sind dem östlichen Abhange angelagert. Der südlichste, in den Golf von Manila vorspringende Theil ist aber von jungvulcanischer Entstehung und darf bei Beurtheilung des Streichens nicht in Betracht gezogen werden. Die trennende Niederung ist breit; Centeno traf in derselben junge Meeresablagerungen; der vereinzelte Vulcan Arayat erhebt sich aus derselben.[58] Dieser mehr selbständige Ast der Zambales scheint es zu sein, welcher im Bogen über Lubang und die Calamianes, auf welchen Tenison Wood alten Kalkstein traf, gegen Paragua zieht.[59] Die Insel Paragua besteht nach Centeno aus einer langen, zusammenhängenden Sierra. Dieser Bogen Zambales-Paragua, der westlichste der Virgation, verläuft in der That in einer der Küste von Annam auffallend entsprechenden Weise.

Im nördlichen Luzon ziehen zwei grosse Cordilleren, durch den Rio Grande de Cagayan getrennt, bis in die Breite der Bucht von Lingayen herab, vereinigen sich dann und folgen eine Strecke weit der Ostküste. Weiter gegen Süd ist das Gebirge sehr zerbrochen und von ausgedehnten vulcanischen Massen überdeckt, doch tritt das Streichen gegen SSO. deutlich hervor in einem langen Zuge von Einschaltungen von Nummulitenkalk in trachytischen Tuff, welcher sich aus der Provinz Bulacán, quer über die Laguna bis Majayjay verfolgen lässt. Richthofen hat sein Auftreten zuerst beobachtet.[60]

Drasche vermuthete, dass der Umriss von Masbate durch Gabelung entstanden sei; dies würde dem Baue von Porto Rico in den Antillen entsprechen; man kennt nicht den Bau von Masbate.

Cebú wurde von Abella ausführlich beschrieben. Diorit und dioritischer Tuff sind die ältesten Felsarten; sie bilden zwei grössere Züge in der Mitte und einen kleineren im Süden der Insel und sind rings von Nummuliten führenden Schichten umgeben. Jüngerer Kalkstein bildet den übrigen, bei Weitem grössten Theil der Insel; an einigen Stellen liegt er flach, an anderen ist er aufgerichtet

wie die Nummuliten führenden Schichten. Auch die Lignite von Cebú werden in diese Gruppe gestellt, welche daher Ablagerungen von verschiedenem Alter umfassen dürfte. Das Streichen der Gesteine entspricht im Grossen dem Umrisse der Insel und somit der Richtung eines der mittleren Aeste der Virgation.[61]

Die Flötze erscheinen nach Centeno's Angaben auch auf der benachbarten Isla de Negros und ihre Spuren sind im W. Theile von Mindanao, N. vom Busen von Sibaguey, bekannt. Es ist möglich, dass ein Theil des westlichen Mindanao sich als die Fortsetzung von Cebú und der Isla de Negros erweisen wird.

Der goldführende Höhenzug von Pigholugan in Mindanao, nahe dem Busen von Macajalar, also beiläufig in der Mitte der Nordküste, besteht nach Abella aus altem Quarzit und Thonschiefer, welche NNO.—SSW. streichen.[62]

Die östliche Sierra von Mindanao, welche jenseits der beiden Busen von Butuan und Davao (oder Tagloc) liegt, wurde von Montano besucht; sie streicht in ihrem nördlichsten Theile gegen SSO., wendet sich dann rein Süd, und besteht aus Wacken, aus altem Schiefer, Urkalk, Serpentin, Quarzporphyr und Melaphyr. Wahrscheinlich ist dieser Gebirgszug als die Fortsetzung der Insel Leyte anzusehen.[63]

Noch weiter gegen Aussen liegt ein zweiter Zug von Kohlenflötzen, welcher gegen SO. streicht, und welchen Centeno aus der Gegend von Caramuan, über die Insel Batan und über Sugud in Süd-Luzon auf die Insel Samar verfolgt hat.

Trägt man diese Beobachtungen in eine Karte ein, so erhält man eine Virgation aus SW. in Paragua bis SO. in dem eben angeführten Zuge von Kohlenvorkommnissen auf Süd-Luzon und Samar. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass der westlichste Bogen, Zambales-Paragua, nach Borneo fortsetzt. Viel weniger sicher ist dies von dem Gebirge des W. Mindanao sammt Basilan; Ioló besteht nach Itier aus Korallenbauten auf basaltischer Unterlage.[64] Die Fortsetzung des östlichen Mindanao gegen Süd ist nur durch Vulcane angedeutet; an der Westküste der Bucht von Davao erhebt sich der Kegel des Apo nach Montano's Messung zu 3143 M.; er bildet den höchsten Gipfel der Philippinen. Ueber den Butulan

und die Insel Sanguir dürfte die vulcanische Zone zu den Vulcanen des nördlichen Celebes sich erstrecken.

Aeltere Schriftsteller pflegten anzunehmen, dass von den Molukken eine einheitliche bogenförmige Zone von Vulcanen durch die Philippinen gegen Norden ziehe, aber die Sachlage ist nicht so einfach. Centeno nimmt zwei Züge von Vulcanen an, welche sich in Süd-Mindanao vereinigen sollen. Der westliche Zug beginnt an dem Buguias, N. vom Golf von Lingayen, und reicht über die Vulcane Arayat, Taal, Canlaon auf der Isla de Negros, I. Fuejo, Volc. de Macaturin auf Mindanao und den Vulcan von Cotabato; diese Linie wird als das System des Taal bezeichnet. Das östliche ist das System des Majon (Albay) und erstreckt sich vom Isaró in S. Luzon, Albay, Bulusan, die Solfataren von Leyte, den erst im J. 1871 gebildeten Vulcan Camiguin, N. von Mindanao, und den Apo zum Butulan. In die letztere Zone würden sich auch die Solfataren in den trachytischen Gebirgen der Insel Bilisan einschalten, welche seither Abella beschrieben hat. Abella denkt sich aber die Fortsetzung dieser Linie nicht über Camiguin, sondern weiter im Osten im Streichen von Leyte gegen Mindanao gezogen,[65] und Drasche's geologische Karte von Süd-Luzon zeigt so viele und verschiedenartige vulcanische Durchbrüche, dass es schwierig ist, bestimmte Hauptlinien in diesem Bezirke zu finden. Am deutlichsten tritt eine solche Richtung in SO. Luzon zwischen Isaró und Bulusan hervor, mit der Fortsetzung gegen Biliran; sie liegt ganz im Streichen dieses Theiles der Virgation.[66]

Weit im Norden von Luzon, in beiläufig 18° 10′ n. Br., wo Cabo del Engaño sich abzutrennen beginnt, liegt der Volc. de Cagua. Gegen NW. folgen die vulcanischen Babuyanes, dann die Batanes-Inseln, endlich die grosse Insel Formosa.

7. Formosa und die Liu-Kiu Inseln. Formosa ist leider noch wenig bekannt; die Beobachtungen von Swinhoe, Richthofen und Tyzack beschränken sich auf einzelne Punkte des Nordens.[67] Der Affenberg, Taku Shan, an der W. Küste ist von Guppy beschrieben worden;[68] den südlichen Theil von Formosa hat Kleinwächter besucht.[69] Ein beträchtlicher Gebirgszug, welcher sich bis 10.000, nach anderen Angaben bis 12.000 Fuss hoch erhebt, zieht durch den östlichen Theil der Insel gegen N. und NNO. Die

Ostküste ist streckenweise sehr steil und in der Nähe von Cho-keday (24° 10′ n. Br.) stürzt sie nach Richthofen aus Höhen von 6000—7000 Fuss jäh in tiefes Meer ab. Die ganze westliche Seite der Insel ist dagegen flach, und die Ebene ist nur von vereinzelten Höhen unterbrochen, welche aus Korallenkalk bestehen.

Kleinwächter ist bis an die Abhänge des Kueilei-Shan vorgedrungen, des höchsten Gipfels (etwa 9000 Fuss) in der südlichen Hälfte der Gebirgskette. Er fand, dass diese aus gefaltetem Hornblendschiefer und Thonschiefer, ferner aus Feldstein-Porphyr besteht. Die Geschiebe des Tamsuiflusses verrathen, dass weiter im Norden auch Granit an dem Aufbaue dieses Gebirgszuges theilnimmt. An das Gebirge schliesst sich im Süden zuerst Quarz-Sandstein an, dann Korallenkalk, aus welchem die beiden südlichen Vorgebirge von Formosa bestehen. Es ist bereits gesagt worden, dass Korallenkalk die vereinzelten Berge der westlichen Ebene bildet; er wird in der Regel der Tertiärformation zugezählt und bildet auch die gegen W. vorliegende Insel Lambay. In dem vereinzelten Affenberge erhebt sich zelliger Kalkstein mit *Scutella*, *Balanus* und Korallen in Schichten, welche 35—40° O. geneigt sind, 1100 Fuss über das Meer. Im Norden der Insel sind am Kilung-Flusse mitteltertiäre Kohlenflötze in Abbau, welche eine Synclinale mit steil geneigten Flügeln bilden; diese, wie der Affenberg, zeigen, dass Formosa jenen Gebieten zuzuzählen ist, welche noch in später Zeit Faltungen erlitten haben.

An der Mündung des Flusses Tamsui traf Richthofen Trachyt und horizontal geschichteten trachytischen Tuff. Wahrscheinlich dringen die mächtigen Solfataren N. W. von Kilung auch aus Trachyt.[70] Diese trachytischen Vorkommnisse sind die einzigen jüngeren vulcanischen Felsarten, welche auf Formosa bekannt sind, und die älteren Angaben über thätige Vulcane auf Formosa haben bis heute keine Bestätigung erfahren. Allerdings erwähnt Kleinwächter, dass bei Langchiao, an der flachen Küste öfters aus dem gebackenen Boden Flammen hervorgetreten seien, aber derselbe vermuthet, dass sie von Gasen herrühren, welche Erdöl begleiten. Vielleicht erklärt sich auf dieselbe Weise die chinesische Angabe, dass im J. 1722 am Chih shan oder Ananashügel bei Takow Flammen und Schlamm hervorgetreten seien. Im Norden ist in der

That bei Tangshui unterhalb Tamsui Erdöl bekannt. Alle diese Punkte gehören der Westküste an.

Die Pescadores-Inseln bestehen nach einer freundlichen Mittheilung von Edm. Naumann aus wechselnden Lagen von basaltischem Tuff und Korallenkalk.

Während man in dem nördlichen Streichen von Formosa etwa noch eine Fortsetzung der nördlichen Richtung von N. Luzon vermuthen könnte, weicht der grosse Bogen der Liu-Kiu-Inseln schon in seinem südlichsten Theile wesentlich von dieser Richtung ab. Döderlein hat die wichtige Thatsache erkannt, dass in dem ganzen nördlichen Theile desselben, d. i. etwa von 25° 30′ bis nach Kiushiu, eine äussere, dem grossen Ocean zugewandte und eine innere Inselreihe sich unterscheiden lasse. Die äussere Reihe besteht aus den grossen nichtvulcanischen Inseln Okinawa-, Tukonoshima, Amami-Oshima, Yakunoshima und Tanegashima, während die innere Kette aus kleineren Inseln gebildet ist, welche, so weit man sie kennt, vulcanischen Ursprungs sind; solche sind (vielleicht) Kumeshima, dann der Vulcan Torishima (Sulphur Island), dann (wahrscheinlich) die Linschoten, Erabu-, Kose-, Yuo-, Tageshima, und unmittelbar an diesen Bogen anschliessend trifft man den Satsuma-Fujiyama auf Kiushiu, den Vulcan Sakurashima, der eine Insel in der Bucht von Kagoshima bildet, Kirishima-yama, endlich den berühmten Aso-yama in Kiushiu.[71]

So wiederholt sich in dem Bogen der Liu-Kiu jene Anordnung, welche wir bereits in den Antillen, in den Nikobaren und Andamanen und in den Banda-Inseln bemerkt haben, und welche so sehr der Anordnung in den Karpathen und dem Appennin gleicht. Die Trümmer der Cordillere stehen gegen Aussen, die Vulcane aber an der Innenseite. Dabei ist zugleich das Eintreten des Bogens nach Kiushiu unverkennbar, und der südöstliche Theil von Kiushiu erscheint als die Fortsetzung der äusseren Zone der Liu-Kiu.

Auf Okinawa haben Perry und Jones N. von Nafa Gneiss und Thonschiefer, auch zweifelhafte kohlenführende Schichten getroffen; den auffallendsten landschaftlichen Zug der Insel bildet aber ein steiler, 400 bis 500 Fuss hoher Zug von versteinerungsführendem Kalkstein, welcher, wohl durch karrenähnliche Erosion,

in zahlreiche Zacken zerhackt ist und welcher N. 50° bis 60° O. durch einen grossen Theil der Insel streicht. Der Gneiss ist stark gefaltet.[72]

Amami-Oshima ist nach Döderlein gebirgig und besteht aus Gneiss, Granit, Granulit und krystallinischem Schiefer. Thonschiefer wird, steil aufgerichtet, an der Ostküste sichtbar.

8. Japan und Neu-Seeland sind in erster Linie berufen, über den Bau der wunderbaren Inselbogen Aufschluss zu geben, welche den pacifischen Ocean umgeben, denn sie bestehen aus Stücken einfacher Cordilleren; die Uebersicht ist nicht durch Virgation erschwert wie in den Philippinen, und die Zertrümmerung ist nicht so weit vorgeschritten wie in den Banda-Inseln und dem Bogen der Liu-Kiu. Zum Glücke besitzen wir eine aus der neuesten Zeit stammende Darstellung des Baues von Japan, welche von Edm. Naumann nach mehrjähriger, angestrengter Arbeit, unter Mitwirkung tüchtiger einheimischer Kräfte und unter Beherrschung eines ausserordentlich weiten Kreises neuer Erfahrungen entworfen worden ist.[73] Der Verfasser hat aber ferner die Güte gehabt, in einem ausführlichen Briefwechsel und im persönlichen Verkehre mich über viele Punkte noch weiter zu unterrichten, so dass seine Veröffentlichungen und Mittheilungen es sind, welche, vereinigt mit der Beschreibung der Vulcane Japans von Milne[74] und der vor längerer Zeit erschienenen Karte von Yesso von Lyman,[75] die Grundlage des Nachfolgenden ausmachen.

In der Anlage Japans ist ein gewisser Grad von Symmetrie leicht zu erkennen. Die grosse, leicht im Bogen gekrümmte Insel Honshiu ist gegen NO. wie gegen SW. von je einer ausgedehnten Insel, Yesso und Kiushiu, begleitet, und jede von diesen tritt etwas weiter gegen den Ocean vor als das nächste Ende von Honshiu.

Wie wir bereits gesehen haben, greift der Bogen der Liu-Kiu-Inseln von SSW. her in die Insel Kiushiu ein, so dass einige der Vulcane von Kiushiu als ein Theil des Liu-Kiu-Bogens aufzufassen sind. Zugleich bildet der SO. Theil von Kiushiu die Fortsetzung der aus älteren Felsarten gebildeten äusseren Zone desselben Inselbogens, also von Okinawa-Shima, Amami-Oshima u. s. w., welche Zone in der That in der Insel Tanegashima bis ganz nahe an die Südküste von Kiushiu herantritt.

In gleicher Weise tritt aber auch von NO. her der vulcanische Bogen der Kurilen in den Körper der Insel Yesso ein. Bei Nemoro bildet die aus der östlichen Hälfte der NO. Küste von Yesso entspringende Halbinsel das Verbindungsglied, und Milne führt in

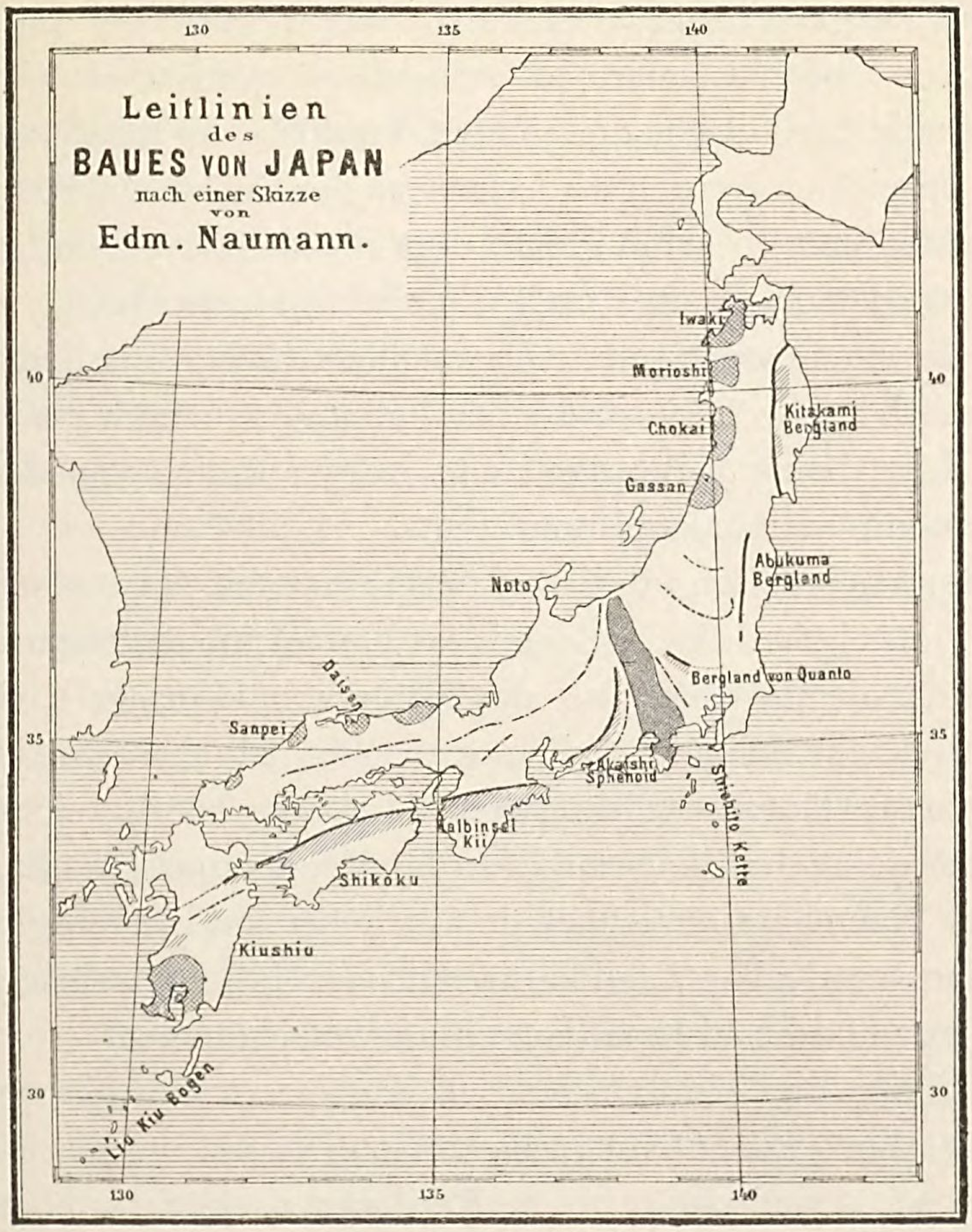


Fig. 17. Japan.

Die dunkler schraffirte Zone quer über die Mitte von Honshiu bezeichnet den ‚Grossen Graben', die einfach schraffirte Zone quer über Shikoku und Kii das Streichen der krystallinischen Schiefer. Ferner sind die Einbruchkessel der Westküste (Iwaki, Morioshi u. A.) durch Schraffirung kenntlich gemacht.

dem östlichen Theile von Yesso vier Vulcane, darunter zwei thätige an, welche zu dem Zuge der Kurilen zu rechnen sind.[76]

Die Meere, welche Japan umgeben und insbesondere der zunächst liegende Theil des pacifischen Oceans sind von sehr grosser Tiefe, ja die hier gemessenen Tiefen des Oceans gehören zu den bedeutendsten, welche überhaupt bekannt sind, während das insel-

reiche Binnenmeer, welches tief nach Honshiu eingreift, nur bis 30 Faden misst. Es ist dieses Binnenmeer daher nur eine seichte Ueberfluthung, und zwar im Sinne des Streichens des Bogens.

Das Binnenmeer ist von dem Ocean südwärts durch die ausgedehnte Insel Shikoku abgetrennt und dieser folgt gegen Osten die ähnlich gebaute Halbinsel Kii. In der Mitte der pacifischen Küste von Honshiu trifft auf dieselbe die vulcanische Inselkette, zu welcher die Insel Oshima gehört, und welche hier als die Shichito-Kette bezeichnet werden wird. Jenseits der Bucht von Yedo nimmt die Küste einen mehr und mehr nördlichen Verlauf, und man gewahrt an derselben zwei breite, hervortretende Theile, getrennt durch die Bucht von Sendai. Das südliche dieser aus dem bogenförmigen Umrisse hervortretenden Gebiete nennen wir nach Naumann das Abukuma-Bergland und jenes nördlich von der Bucht von Sendai das Kitakami-Bergland.

Der heilige Berg Fuji-san bezeichnet mit seinem schlanken 12.400 Fuss hohen Aschenkegel das Gebiet, in welchem die vulcanische Shichito-Kette auf die Mitte von Honshiu trifft. Eine gewaltige Scheidelinie setzt hier quer durch Honshiu; sie ist durch eine grosse Häufung vulcanischer Vorkommnisse bezeichnet und von massgebender Bedeutung für das Verständniss des Baues der Ketten. Naumann bezeichnet sie als die grosse Bruchregion oder den ‚Grossen Graben', und sie trennt zwei Hälften, welche hier als Nord-Japan und Süd-Japan angeführt werden sollen.

Shikoku und Kii, an der SO. Küste von Honshiu gelegen, bestehen aus gegen ONO. streichenden Zonen von geschichteten Gebirgen; es sind paläozoische Radiolarienschiefer, oberer Kohlenkalk, Trias, Jura, Kreide und wenig Tertiärablagerungen vorhanden; sie liegen in normalen oder gegen den Ocean hin überschobenen Falten und bilden in ganz unverkennbarer Weise die Aussenzone eines in der Richtung gegen den Ocean, nämlich gegen SO. gefalteten Kettengebirges. Die mesozoischen Ablagerungen sind auch als schmale, in das paläozoische Gebirge eingekeilte Streifen zu sehen. Im Rücken dieser gefalteten Schichten, also landeinwärts, zieht durch Shikoku und Kii in sehr steiler Schichtstellung eine Zone von krystallinischen Schiefern, welche durch grössere Widerstandsfähigkeit ausgezeichnet ist, in der

Bodengestaltung hervortritt und die langen Zungen oder Halbinseln bildet, welche, indem sie die Zugänge vom Ocean zum Binnenmeere einengen, zu beiden Seiten von Shikoku sowohl, als von Kii hervortreten. Insbesondere zieht von dem westlichen Shikoku ein langer Sporn gegen das östliche Kiushiu hin und verräth schon auf der Karte, dass trotz des Eingreifens des Liu-Kiu-Bogens nach Kiushiu dennoch das allgemeine Streichen der Faltenzüge des südlichen Honshiu ebenfalls in einen Theil von Kiushiu sich fortsetzt.

Dieses Durchstreichen und flügelförmige Vortreten der mehr widerstandsfähigen Schieferzone gibt Shikoku die Gestalt einer doppelten Raute und Kii jene einer unregelmässigen einfachen Raute. Ich erwähne dies, weil es dieselben Ursachen sind, welche z. B. den rautenförmigen Umriss der Insel Wight durch das Hervortreten widerstandsfähiger Lagen veranlasst, und weil wir derselben Erscheinung in grösserem Massstabe in dem Umrisse von Yesso begegnen werden.

Die Gesteine der Aussenzone von Shikoku und Kii setzen sich nun über Shima, welches von dem östlichen Sporn von Kii gebildet wird, noch weiter fort, aber in der Richtung gegen die grosse Scheidung in der Mitte von Honshiu wendet sich das Streichen aus ONO. nach NO. und endlich nach NNO. und vollführt so einen Bogen, wie ihn Falten zu bilden pflegen, welche sich einer Schaarung mit einem zweiten Gebirgszuge nähern. Indem nun dieses im Streichen bogenförmig gekrümmte Gebirgsstück von der N. 25° W. streichenden Scheidungs- oder Bruchregion abgeschnitten wird, entsteht ein Keil, welchen Naumann das Akaishi-Sphenoid nennt.

Innerhalb des langen Schieferzuges von Shikoku und Kii folgen ältere Felsarten, vorwaltend Granit, welcher zu niedrigen Kuppen zersetzt ist und in zahlreichen Inseln aus dem Binnenmeere vorragt. Die Höhenzüge gegen das japanische Meer bestehen ebenfalls aus Granit, aus altem Schiefer, aus Quarzporphyr und verschiedenen alten Massengesteinen. Die Nordküste ist durch einige kesselförmige Einstürze ausgezeichnet, unter welchen jener des Vulcans Daisen und der Sampei-Kessel besonders zu nennen sind. Das Streichen dieser inneren Zonen entspricht jenem von

Shikoku und Kii, mit derselben Ablenkung gegen die Bruchregion. Auf Kiushiu entspricht der Fortsetzung des Binnenmeeres eine Häufung jüngerer Vulcane in der Mitte der Insel. Im NW. von Kiushiu glaubte Naumann einen grossen granitischen Lakkolithen zu sehen, wie denn überhaupt ein beträchtlicher Theil der japanesischen Granite sicher erst gegen den Schluss der paläozoischen Zeit hervorgetreten ist.

Naumann ist der Meinung, dass die an den Tshu-san-Inseln ausstreichenden chinesischen Ketten es sind, welche durch Kiushiu in die Kette des südlichen Honshiu ihre Fortsetzung finden. Weitere Untersuchung von Kiushiu wird lehren, auf welche Weise der Liu-Kiu-Bogen hier Schaarung oder Anschluss findet.

Wir haben nun die Bruchregion erreicht. Die Linie der Shichito-Vulcane trifft von Oshima her, welches im Januar 1877 den letzten grossen Ausbruch hatte, auf die Halbinsel Jdzu, auf welcher sofort der Amagi-san (4700 Fuss), Hakone-yama (4474 Fuss), Ashidaka-yama, dann der gewaltige Fuji-san sich erheben. Ihnen folgen zahlreiche andere Riesenvulcane in gedrängtem Zuge, unter ihnen der zweigipflige Yatsuga-dake (9114 Fuss), Asama (8500 Fuss), welcher 1870 zum letzten Male ausbrach, Rengesan (9800 Fuss) mit zwei Krateren, Tate-yama (9400 Fuss) auf Granit aufsitzend und Andere.[77]

Jenseits der Bruchregion wiederholt sich in grossen Zügen der Bau von Süd-Japan. Das Abukuma-Bergland und das Kitakami-Bergland bestehen aus einer ähnlichen Serie versteinerungsführender Gesteine wie Shikoku und Kii, sind gleichfalls in Falten gelegt, und diese streichen der Haupterstreckung dieses Theiles der Insel parallel, also ziemlich gegen Nord. Südwärts erleiden diese Falten im Berglande von Quanto eine ganz ähnliche Rückbeugung gegen die Bruchregion, wie sie auf der anderen Seite der Bruchregion im Akaishi-Sphenoid eintritt. Hier aber geht diese Rückbeugung aus NS. in SW. und endlich in NW. über, und das NW. Streichen der inneren Zonen behauptet sich fast bis in die Mitte von Nord-Japan. Die Mittelregion, welche der Lage des Binnenmeeres entsprechen sollte, ist aber in Nord-Japan durch einen langen Zug von Vulcanen bezeichnet, welcher als die Meridiankette von Nord-Japan bezeichnet wird. Eine Gruppe von fünf Vulcanen ragt im

Süden gegen die Bruchregion hin, nahe am Beginne dieser Kette empor; der höchste Berg dieser Gruppe, Shipane-san (8500 Fuss) brach 1872 aus; Milne führt aus der Meridiankette 21 Vulcane an. Ihr gehört auch ein Theil des westlichen Yesso mit 13 Vulcanen an, unter welchen sich viele thätige befinden.

Die Westküste von Nord-Japan endlich ist durch vier grosse Einsturzkessel ausgezeichnet, deren jeder einen grossen Vulcan in sich fasst; sie sind von Süd gegen Nord: Gassan, Chokai (7100 Fuss), Morioshi (5800 Fuss) und Ganju-san (7000 Fuss), leicht dampfend, welcher zuletzt im J. 1824 ausbrach. Diese kesselförmigen Einstürze in die alten Felsarten der Innenseite des Gebirges gleichen ganz und gar den Buchten von Neapel, von Salerno und der S. Eufemia, der Bucht von Algier und den anderen Kesselbrüchen, welche an der Innenseite des Apennin und der nordafrikanischen Cordillere das westliche Mittelmeer umgeben.

Man sieht, dass Süd-Japan aus einer einseitig gebauten, gegen den Ocean gefalteten Cordillere besteht, deren Einbrüche an der Innenseite durch die Kessel des Sanpei und des Daisen, deren innere Zone in Chugoku und den Granitfelsen des Binnenmeeres vertreten, deren Aussenzonen im östlichen Kiushiu, im Berglande von Shikoku und Kii vorhanden sind, und dann im Akaishi-Sphenoid zur Schaarung mit einer zweiten, der nordjapanischen Cordillere, sich einwärts beugen. Nord-Japan ist von einer nächsten Cordillere durchzogen, deren Einbrüche an dem westlichen Innenrande wieder durch grosse Kessel vom Gassan bis zum Iwaki bezeichnet sind, deren Aussenzonen aus der Schaarung im Berglande von Quanto bogenförmig hervorstreichen und dann im Abukuma-Berglande und Kitakami-Berglande sich fortsetzen.

Diese Schaarung, angezeigt durch die Beugung gegen einwärts, welche sowohl das Akaishi- als das Quantogebiet, jedes in entgegengesetztem Sinne ausführen, ist jedoch von anderen Gebirgsschaarungen dadurch verschieden, dass ein grosser Theil derselben nachträglich eingestürzt und in dem Graben, in der Fortsetzung der Shichitokette, grosse Vulcane hervorgetreten sind.

Nicht über die Sachlage, aber über diese Art der Auffassung besteht einige Meinungsverschiedenheit. Naumann zieht es vor, den grossen Graben nicht als einen jüngeren Einbruch, sondern

als eine Spalte von hohem Alter, wenn auch jünger als der longitudinale Hauptbruch des ganzen Gebirges anzusehen und vermuthet das Vorhandensein eines älteren Hindernisses der Faltung, etwa in der Lage der Shichitokette, während Harada der hier vertretenen Ansicht zustimmt.[78]

Milne hat gelegentlich die Shichitokette mit den Ladronen verglichen; dann würde ein neuer, weiter Inselbogen vorauszusetzen sein, welcher mit dem südjapanischen gegen den nordjapanischen Bogen schaaren würde. Aber eine solche Voraussetzung stimmt nicht mit den innerhalb der Bruchregion aufgefundenen Trümmern der versunkenen schaarenden Stücke, und noch weniger als die anderen Voraussetzungen mit dem Bilde anderer Schaarungen überein.

Weniger vollständig als die Kenntniss von Honshiu ist leider bis heute jene von Yesso. Pumpelly, welcher vor einiger Zeit den südlichen Theil der Insel untersuchte, traf auf der südlichen Halbinsel, zwischen Hakodade und der Volcano-Bay, einen Zug von älterem Schiefer mit Quarzporphyr und Grünstein, welcher gegen NW. streicht und wohl als die Fortsetzung des nördlichen Bogenstückes von Honshiu anzusehen ist. Dieser Zug ist umgeben von jüngeren Vulcanen und von jungen, terrassirten Meeresablagerungen.[79] Aus Lyman's Karte ist zu entnehmen, dass quer auf die Insel, nach ihrer grössten Breite gegen NNW., in der Richtung auf Sachalin ein langer Zug gefalteten Gebirges streicht. Diesem grossen Zuge verdankt die Insel ihre rautenförmige Gestalt und hiedurch erinnert sie an Shihoku, Kii und die Insel Wight. Er ist vielleicht als die Fortsetzung von Sachalin aufzufassen. Allerdings ist derselbe als die weiter gegen den Ocean vorgeschobene Fortsetzung des nördlichen Bogenstückes von Honshiu angesehen worden, aber das gegen NW. streichende Bruchstück, welches Pumpelly bei Hakodade sah, spricht nicht für diese Vermuthung. Auch wissen wir durch Naumann, dass im mittleren Yesso die mittlere Kreide in grosser Ausdehnung und wahrscheinlich unmittelbar auf alte Felsarten gelagert auftritt. Ebenso erlangt nach den Untersuchungen von F. Schmidt und P. v. Glehn die Kreideformation in dem südlichen Theile von Sachalin eine ausserordentliche Verbreitung, und auch Naumann empfing den Eindruck, als

ob diese Kreideformation von Sachalin aus ganz Yesso durchziehen, allerdings sich auch auf der Hauptinsel fortsetzen würde. Es dürfte bis auf weitere Belehrung rathsam sein, Sachalin sammt dem Hauptzuge von Yesso nicht unmittelbar mit dem Hauptzuge von Honshiu zu verbinden, sondern als einen selbständigen, durch die beträchtliche Entwicklung der Kreideformation ausgezeichneten und etwas weiter gegen Ost liegenden Zug zu betrachten.[80]

Endlich wissen wir, dass ein Theil des Ostens von Yesso dem vulcanischen Bogen der Kurilen angehört.

9. Die Kurilen und Kamtschatka. Die Kurilen sind von Milne dreimal besucht worden. Es werden auf denselben, in einen langen Bogen gereiht, 23 wohlgeformte Kegel gezählt, von welchen 16 rauchen. Sedimentäre oder ältere Felsarten wurden nicht angetroffen und die langgestreckten Inseln, wie das 216 Kilom. lange Iturup, scheinen dadurch entstanden zu sein, dass Meeresströmungen, welche, dem Bogen entsprechend, vorbeifliessen, die Asche zwischen den Kegeln aufhäufen und dieselben auf diese Art verbinden.[81]

Die mehr als 90 Kilom. lange Insel Paramuschir besteht aus einer gegen NO. streichenden Reihe erloschener Vulcane und einem noch dampfenden Krater, umgeben von einer Anhäufung von Aschen und Laven. Nur ein schmaler Meeresarm trennt sie von der gegen NO. folgenden, flachen und ebenfalls aus Aschen und Laven bestehenden Insel Schumochu, und diese ist nur durch seichtes Wasser, eine Erosionsfurche des Meeres, abgeschieden von Cap Lopatka, der südlichen Spitze von Kamtschatka. NW. von Paramuschir erhebt sich vereinzelt aus dem Meere der schlanke Kegel Alaid, dessen letzter Ausbruch im J. 1793 erfolgte. Dies sind die nördlichsten Theile der Kurilen, und nun tritt der grosse Zug von Vulcanen, welchen wir vom östlichen Yesso her verfolgen konnten, in die Halbinsel Kamtschatka ein. Er setzt sich in dem östlichen Theile derselben fort, nach Dittmar's Aufzählung 33 Vulcane, darunter 12 thätige umfassend.[82] Die nördlichsten unter den letzteren sind die Kljutschewska Sopka (56° 18′ n. Br., 4804 M.) und der Schewelutsch (56° 18′ n. Br., 3215 M.), welche beiden Riesenberge insbesondere durch Erman näher bekannt geworden sind.[83]

In der Mitte der Halbinsel befindet sich ein breites, gegen NO. streichendes Längenthal, den Oberlauf des Kamtschatkaflusses umfassend, welcher, nachdem er einen grossen Theil des Thales durchströmt hat, sich fast rechtwinkelig beugt und, am Nordfusse der Kljutschewska Sopka nach Ost fliessend, bei Nischne Kamtschatsk das Meer erreicht. Der Zug der thätigen Vulcane liegt östlich von diesem Thale bis zur Kljutschewska Sopka, und nur der Schewelutsch erhebt sich N. vom Unterlaufe des Flusses.

Dittmar hat eine geologische Uebersichtskarte der Halbinsel veröffentlicht, welcher auch Erman's Erfahrungen einverleibt sind.[84] Nach dem Baue der Liu-Kiu, der Antillen und ähnlicher Inselbogen sollte man vermuthen, dass die versenkte Cordillere der Kurilen an der Ostseite der Vulcane auf Kamtschatka sichtbar werde. In der That nennt Dittmar auf allen Halbinseln der Ostküste, mit Ausnahme des breiten Cap Kronozkij, welches von Laven und Aschen bedeckt ist, bis über 58° n. Br. alte, krystallinische Schiefergesteine und ähnliche Felsarten; Granit und Gneiss werden da und dort an dem Fusse der Vulcane selbst sichtbar. Diese östlichen Vorkommnisse und jene an dem Fusse der Vulcane sind allerdings der Analogie nach als die wenigen sichtbaren Reste der Cordillere der Kurilen anzusehen. Viel beträchtlichere Züge von Granit, Gneiss und altem Schiefer treten aber im Westen der grossen Vulcane auf, so insbesondere in einem langen Höhenzuge im Westen des Oberlaufes des Kamtschatkaflusses, wie es scheint wohl $2^1/_2$ Breitegrade lang, von Thonschiefer begleitet; gegen Nord folgen Porphyrberge. An diese schliessen sich wieder jüngere vulcanische Anhäufungen an; es liegt im Westen zwischen 56° 10′ und 57° 30′ eine Gruppe von fünf erloschenen Vulcanen, eine selbständige, westliche Zone bildend.

Hienach scheint es, als würden auf Kamtschatka zwei Bogenstücke vorhanden sein, ein östliches mit den grossen thätigen Vulcanen und mit den alten Felsarten der östlichen Vorgebirge, welches die Fortsetzung der Kurilen ist, und ein westliches, welchem der Höhenzug W. vom Kamtschatkathale sammt seinen Fortsetzungen und die erloschenen Vulcane des Nordwestens zufallen würden, gerade so, wie wir auf Yesso sogar drei Bogenstücke hintereinander zu unterscheiden hatten.

Die Westküste der Gegend von Bolscherezk und noch viel weiter gegen Nord ist flach. Im Westen und im Kamtschatkathale erscheinen tertiäre Kohlenflötze mit Blattabdrücken. Sie liegen auch weit im Norden, auf Cap Tajganos und nordwärts bis Ischiga in Schollen auf dem Granit und dem alten Schiefer der Halbinsel.

10. Uebersicht der Inselbogen. Nach diesen Darstellungen sind im nordöstlichen Asien die folgenden Bogenzüge zu unterscheiden:

a. Der Bogen des Liu-Kiu. Er besteht aus den Trümmern der Cordillere, welche eine äussere Zone bilden, und aus einer vulcanischen Zone an der Innenseite; er greift in das südliche Kiushiu ein.

b. Der Bogen von Süd-Japan. Seine Aussenzone streicht von Kiushiu durch Shikoku und Kii und ist im Akaishi-Sphenoid zurückgebeugt im Sinne einer Schaarung gegen die grosse Bruchregion, welche die Mitte von Honshiu auszeichnet. Naumann vermuthet, dass er sich fortsetze zu den bei den Tshusan-Inseln ausstreichenden südchinesischen Faltenzügen.

c. Der Bogen von Nord-Japan, dessen Aussenzonen von der Bruchregion mit gebeugtem Streichen durch das Bergland von Quanto hinausstreichen durch Abukuma und Kitakami. Die inneren Zonen tragen die vulcanische Meridiankette, und die Westküste ist durch Kesselbrüche ausgezeichnet. Ein Stück der Fortsetzung liegt mit NW. Streichen im südlichsten Theile von Yesso.

d. Der Bogen des mittleren Yesso und von Sachalin, welcher etwas weiter gegen den Ocean hinaus liegt und durch die Entwicklung der Kreideformation sich unterscheidet.

e. Der Bogen der Kurilen; das östliche Yesso gehört ihm an und er zieht in das südliche und östliche Kamtschatka bis zum Vulcan Schewelutsch. Er ist bis nach Kamtschatka nur durch Vulcane vertreten, doch darf man wohl die östlich vom Kamtschatkaflusse und den Vulcanen liegende Zone älterer Felsarten als einen Theil seiner Cordillere ansehen.

f. Das Bruchstück im mittleren und westlichen Kamtschatka.

11. Das nördliche China. Es entsteht die Frage, welches die Beziehungen dieser Inselbogen zu den Gebirgsketten des asiatischen

Festlandes seien. Wir konnten den malayischen Bogen von Yünnan her bis an die westliche Küste von Neu-Guinea verfolgen. Für die südwärts auseinandertretenden Ketten der Philippinen war kein Anschluss auf dem Festlande erkennbar. Die Leitlinien der nördlichen Bogen und der benachbarten Gebirgszüge Chinas sind bereits öfters in schematischen Bildern dargestellt worden, aber die Auffassungen auch der berufensten Forscher, wie Pumpelly und Lóczy, weichen gänzlich von einander ab.[85]

Nach einer sehr verdienstlichen Reise vom mittleren Yangtsĕ-kiang über Peking in die Mongolei bestätigte Pumpelly die Angabe früherer Reisender, dass die Gebirgsketten in China vorwaltend SW.—NO. (genauer W. 30° S.—O. 30° N.) streichen, und bezeichnete er die Gebirge, welche dieser Richtung folgen, als das sinische Gebirgssystem.[86] Aber erst in dem Masse, in welchem Richthofen's umfassende Arbeiten an die Oeffentlichkeit treten, wird es möglich, den Bau dieses weiten Reiches zu überblicken.[87] F. von Richthofen hat in dem grossen Werke, mit welchem er die Wissenschaft beschenkt, nicht nur das auf jahrelangen Wanderungen Geschaute dargestellt, sondern hat es auch versucht, den Aufbau in seine Theile zu zerlegen und das gegenseitige Verhalten dieser Theile zu ermitteln. Den Süden beherrschen lange gefaltete Züge, die einen in sinischer Richtung, d. i. gegen NO. ausstreichend gegen das Meer, die anderen im Südwesten, von Ya-tshóu-fu an und weiter durch Yünnan gegen SSW. verlaufend und, wie sich nun herausstellt, den Beginn des malayischen Bogens bildend. Im Norden aber, und insbesondere N. von Han-tshung-fu, wo nahe dem 33.° n. Br. die sinischen Ketten anlaufen an die Südseite der geradlinigen, gegen OSO. streichenden Kette des Tsin-ling-shan, und von da bis in die südlichen Theile der Mongolei ist das Gefüge des Landes viel schwieriger zu beurtheilen. Es sind alte Tafelstücke vorhanden und Faltengebirge von verschiedenem Alter und verschiedenem Streichen und ebenso Senkungen von verschiedenem Alter. Richthofen hat sie unterschieden und umgrenzt und ist, das ausserordentliche Gebiet neuer Erfahrungen beherrschend, zu allgemeinen Ansichten gelangt, welche mit den gleichzeitig an anderen Orten erwachsenen Meinungen über den Aufbau der Gebirge in der erfreulichsten Uebereinstimmung stehen. Denn

was z. B. in China als ein ‚Diagonal-Gebirge‘ bezeichnet wird, nämlich ein Gebirge, dessen Faltungsrichtung nicht dem orographischen Umrisse entspricht, ist eben ein aus einem alten Faltengebirge sichtbar gebliebener Horst. In sehr wichtigen Fragen ist in der Darstellung Chinas das bestätigt worden, was in Europa als richtig anerkannt wurde. Dies gilt insbesondere von Richthofen's Nachweis, dass in einem bereits gefalteten Lande neue Faltungen oder auch Brüche eintreten mögen, welche der alten Richtung folgen.[88]

Im ganzen nördlichen China und im Süden bis nach Yünnan ist keine Meeresablagerung von mesozoischem oder tertiärem Alter bekannt. Die vorhandenen Sedimente des unteren und mittleren Jura enthalten nur Landpflanzen und Kohlenflötze. Ihnen folgen nur Binnensee-Bildungen einer sehr jungen Zeit, dann der Löss und das Schwemmland der grossen Ebene des Hwang-hŏ. Selbst die silurischen und devonischen Sedimente sind bis heute zwischen dem Wéi-hŏ und der Mongolei, also in ganz China N. vom Tsin-ling-shan noch nicht angetroffen worden; dort liegt auf den primordialen Schichten das Carbon, dann folgen die mesozoischen Flötze.

Die einzelnen Stücke des Baues treten minder deutlich hervor, weil ein Theil der Zwischenräume von dem seichten inneren gelben Meere, dem Golf von Pe-tshi-li, eingenommen ist, ein anderer Theil aber verhüllt ist durch das Schwemmland des Hwang-hŏ. Wir denken uns dieses Schwemmland auch überfluthet bis an den Rand des Gebirges, also bis Peking, bis Hwai-king-fu und bis Nanking, und nun tritt das Bergland von Shan-tung als eine Insel aus der Wasserfläche hervor.

Dieses Bergland ist am Wéi-hŏ von einer grossen Verwerfung quer durchschnitten. Die westliche Hälfte zeigt eine Bedeckung der archaischen Unterlage durch flachgelagerte primordiale und carbonische Schichten und sinkt in gleichsinnigen, aber nicht parallelen Verwerfungen gegen Norden ab. In Ost-Shantung ist die archaische Unterlage entblösst; es war ein gegen NO. streichendes Faltengebirge vorhanden, welches vor der Primordialzeit abradirt wurde, und auf dessen abgefegten Scheiteln eine flachgelagerte primordiale Scholle erhalten ist.[89] Hier ist also in uralter Zeit Faltung vorhanden gewesen, und das Streichen dieser uralten Falten

weicht nicht wesentlich von jenen der jungen Falten in Süd-Japan ab. Hier hat es seit der Primordialzeit keine Faltung gegeben, wohl aber Brüche. West-Shantung scheint der gesenkte Theil des gebrochenen Horstes, da dort die sedimentäre Decke vollständiger erhalten ist. Die Brüche in West-Shantung sind, wie übergreifende Lagerung zeigt, wenigstens zum Theile von vorcarbonischem Alter.

Liau-tung hat denselben Bau wie Ost-Shantung und kann als die Fortsetzung angesehen werden. Auch hier ist gefaltetes Grundgebirge vorhanden, und man trifft flach aufgelagerte primordiale Schollen, welche an der Grenze von Korea Trilobiten geliefert haben.[90] Die seither von Gottsche unternommenen Reisen in Korea lehren, dass diese Ablagerungen in das nördliche Korea übergreifen, dass bei Weitem der grösste Theil dieser Halbinsel aus krystallinischem Schiefer besteht, und dass die geringen Stücke jüngerer Auflagerung mit Ausnahme von tertiären Braunkohlen-Schichten keine Sedimente späterer Perioden zeigen als im nordöstlichen China.[91]

Korea mit Liau-tung auf der einen, Shan-tung auf der anderen Seite des Meeres sind daher uralte Schollen, ausgezeichnet dadurch, dass die primordialen Ablagerungen tafelförmig den azoischen Gesteinen aufruhen. Ihre Zusammensetzung ist gänzlich verschieden von jener des benachbarten Japan.

Mit weniger Bestimmtheit ist nach den vorliegenden Angaben von Liau-hsi zu sprechen, und ich würde bis auf Weiteres keinen Anstand nehmen, den grössten Theil dem nachfolgenden Gebirgsstücke anzuschliessen.

Einen Landstrich, welcher aus parallel streichenden Gebirgsketten zusammengesetzt ist, nennt Richthofen treffend einen ‚Rost‘, und so sprechen wir von einem Rost von Peking. Seine Rücken streichen W. 30° N. Wie weit derselbe über Tshöng-tö-fu in dieser selben Richtung sich in die östliche Mongolei fortsetzt, ist heute nicht bekannt. Gegen N. ist er zum grossen Theile bedeckt von jüngeren Laven, welche ausserhalb der grossen Mauer in weiten Tafeln auftreten, aber jenseits dieser Tafeln und aus ihnen selbst aufragend sind auch noch Stücke des Rostes bekannt. Gegen W. endet derselbe quer auf das Streichen der Rücken plötzlich an den Ebenen von Ta-tung-fu und Hsin-tshóu. Die Richtung, welche für

den Rost massgebend ist, reicht in eine sehr frühe Zeit zurück, denn während die flachen Wölbungen des Gneiss z. B. in dem hohen Wu-tai-shan die bezeichnende Richtung besitzen, liegen primordiale Ablagerungen flach. Aber wichtiger noch für die heutige Gestalt des Rostes als diese alten Falten scheinen geschleppte Längsbrüche und Flexuren zu sein, welche der alten Richtung folgen, und welche das ganze Gebirge in grossen gleichsinnigen Staffeln von der Mongolei her gegen die grosse Ebene absinken lassen. Diese Senkungen mögen verschiedenen Zeiträumen angehören; jedenfalls sind sie viel jünger als die vorprimordialen Falten.

Der mächtigste und längste Zug dieses Rostes beginnt in SW. mit dem Gneissgewölbe des über 10.000 Fuss hohen Wu-tai-shan N. von Hsin-tshóu; dieser setzt sich gegen NO. in den Hsian-wu-tai-shan, dann in das Nankóu-Gebirge fort, welches an seiner SO. Seite in grosser Flexur zur Ebene von Peking absinkt. Dem Zuge des Wu-tai-shan folgt gegen Süd jener des Hsi-tshóu-shan, welcher wahrscheinlich gegen NO. in den granitischen Höng-shan fortsetzt. Der letztgenannte Gebirgszug, anstatt wie die anderen gegen NO. fortzustreichen, bricht zur Tiefe, und erst jenseits der Ebene von Peking tritt in seiner Streichungslinie der Pan-shan hervor. Das Einbruchsfeld von Peking ist also in SO. offen gegen die grosse Ebene, gegen NW. begrenzt durch die Flexur des Nankóu und ist im Wesentlichen ein Einbruch zwischen Höng-shan und Pan-shan.

Beinahe sechs Breitengrade S. von Peking liegt Hsi-ngan-fu, und S. von dieser grossen Stadt erheben sich die schneebedeckten Gipfel des mächtigen Tsin-ling-shan, welcher geradlinig von W. 12° N. gegen O. 12° S. streicht, und die Grenze zwischen dem nördlichen und dem südlichen China bezeichnet. Er ist ein gewaltiger, einseitig angeordneter Gebirgszug; an seiner Nordseite erreicht der Gneiss über 11.000 Fuss; die jüngeren Sedimente liegen gegen Süd. Gegen Osten, an der Strasse zwischen Kai-föng-fu und Hsiang-yang-fu ist er gänzlich, quer auf sein Streichen, zur Tiefe gesunken; jenseits von dieser Linie taucht er als das Hwai-Gebirge wieder hervor und erreicht abermals 4000 Fuss. Die letzten Ausläufer sind in der Nähe von Nanking, im Mündungsgebiete des Yang-tszĕ-kiang sichtbar.

Das geradlinige OSO. Streichen des Tsin-ling-shan und seiner Fortsetzungen weicht also wesentlich von dem ONO. bis NO. Streichen der Gegend von Peking ab. Bevor ich aber von diesem Hochgebirge spreche, müssen einige Gebiete nördlich von demselben erwähnt werden.

Der Wéi-hŏ folgt in seinem Oberlaufe der OSO. Richtung des Tsin-ling-shan, indem er den N. Fuss des Hochgebirges begleitet. Etwas oberhalb Hsi-ngan-fu verlässt er aber diese Richtung, zugleich auch den Fuss des Gebirges, und wendet sich gegen ONO.; mit dieser Richtung erreicht er bei Tung-hwan-ting den gelben Fluss, welcher hier ein scharfes Knie bildet und nun die Richtung des Wéi-hŏ bis an den östlichen Abbruch des Gebirges fortsetzt. Zwischen dem ONO. laufenden Flussthale und dem OSO. streichenden Tsin-ling-shan erheben sich auf dreieckiger Grundfläche andere Gebirgszüge, welche im orographischen Sinne eine nördliche Vorlage des Tsin-ling-shan bilden. Von ihnen ist zunächst der abweichend streichende Hwa-shan, nahe dem Einflusse des Wéi-hŏ in den Hwang-hŏ, auszuscheiden, von welchem später die Rede sein wird. Die anderen Gebirgszüge, von welchen Fu-niu-shan nahe der Basis und Sung-shan nahe dem nördlichen Scheitel des Dreiecks hervorzuheben sind, verfolgen auch die Richtung OSO., aber ihr Aufbau ist nicht wie jener des Tsin-ling-shan durch Faltung, sondern er ist durch parallele Brüche bedingt. Es ist altes gebrochenes Tafelland, bestehend aus primordialen Ablagerungen mit unmittelbar daraufgelagerten Kohlenflötzen, ohne den sonst so weit verbreiteten Kohlenkalk. Die Flötze befinden sich also hier in übergreifender Lagerung, hinter dem südwärts gefalteten Tsin-ling-shan, etwa so wie die Kohlenflötze Böhmens hinter den nordwärts gefalteten variscischen Zügen.

Der Tsin-ling-shan wurde von David,[92] von Richthofen und von Széchényi und Lóczy an verschiedenen Stellen gekreuzt. Am genauesten bekannt ist das von Richthofen ausführlich beschriebene Querprofil an der Tsin-ling-Strasse, welche vom Norden her in das Becken von Han-tshung-fu führt. Der nördliche Abhang ist steil, der südliche ebenfalls, und es gleicht das Gebirge daher einem starren Balken; nichtsdestoweniger liegt fast mitten in dem orographisch so scharf bezeichneten Gebiete eine wichtige tekto-

nische Grenze. Vom Norden kommend, traf Richthofen zuerst den grossen Gneisszug, begleitet von rothem Granit, hierauf azoische Schiefer und Massengesteine, die Wutai-Schichten, dabei Chlorit und Hornblende führende Gesteine. Dieser Zone sind Schollen von Carbon-Schichten mit Anthrazit übergreifend aufgelagert, wie dies so oft in den älteren europäischen Faltenzügen der Fall ist. Der Wutai-Zone folgen gegen S. in Falten gelegte Sedimente, unter denen die Versteinerungen das Mittelsilur, Obersilur, Devon und den Kohlenkalk erkennen lassen. Die drei ersten Glieder dieser Reihe sind, wie gesagt, in dem ganzen weiten Raume N. von Tsin-ling-shan bis in die Mongolei unbekannt. Ueberall liegt dort der Kohlenkalk unmittelbar auf den primordialen Ablagerungen, und es ist sehr sonderbar, zu sehen, wie hier, wie in den Alpen, den Anden und so vielen anderen Gebirgen, bei dem Eintritte aus dem Tafellande in das gefaltete Hochgebirge die Serie der Meeresablagerungen sich vervollständigt.

Südlich von dieser gefalteten Zone tritt bei Liu-pa-ting ein jüngerer Granitstock hervor. Die Stelle liegt S. von der Mitte des Gebirges. Ein Streifen von Thonglimmerschiefer und Sericitschiefer, vielleicht verändertes Carbongebirge, folgt demselben in gänzlich abnormem Streichen, und dann gelangt man in eine 22 geographische Meilen breite, folglich etwa den dritten Theil der Breite des ganzen Gebirges einnehmende Zone von völlig verändertem Streichen. Während vom Nordrande des Gebirges bis zum Granit von Liu-pa-ting die Richtung O. 12° S., nämlich die normale Richtung des Tsin-ling-shan herrscht, streicht diese breite Zone ONO. Wir haben nun das Gebiet der sinischen Faltungsrichtung erreicht; sie geht in Sz'-tshwan in NO. über und beherrscht das ganze südliche China.

Das Gestein, welches mit dem sinischen Streichen die breite Zone an der Südseite des Tsin-ling-shan bildet, ist Glimmergneiss, steil gefaltet, mit öfters sich wiederholenden Einschaltungen von krystallinischem Kalkstein, vielleicht, wie Richthofen vermuthet, eine durch spätere Einflüsse veränderte Form der silurischen Sedimente.

Bevor aber die anschliessenden Faltenzüge des südlichen China berührt werden, kehren wir noch einmal gegen Norden zurück.

Wir haben gesehen, wie der Rost von Peking gegen Westen an den Ebenen von Ta-tung-fu und von Hsin-tshóu abbricht; der Hsi-tshóu-shan bildet das SW. Ende. Von dem Rande dieses Gebirgsstückes bis zum Hwang-hŏ herab zieht sich über Pan-ting-fu und Tshönn-ting-fu ein steiler Abhang, welcher die westliche Begrenzung der grossen Ebene ausmacht. Von Pan-ting-fu an ist seine Richtung SSW. und weiter im Süden wendet er sich, bevor er den Hwang-hŏ erreicht, bogenförmig aus SSW. gegen SW. und WSW. Dieser Abhang, etwa 2000 Fuss hoch, trägt auf seiner ganzen Länge den Namen Tai-hang-shan. Bei Tshönn-ting-fu im Norden ist ein älteres Gebirgsstück sichtbar; mit dieser Ausnahme bildet der Tai-hang-shan den Rand einer ausgedehnten Tafel von carbonischen Sedimenten, welche vom Norden her in flacher Lagerung durch das ganze südliche Shansi und das nördliche Shensi bis an den nördlichen Fuss des Tsin-ling-shan sich ausdehnen. Einer ersten Stufe, welche aus Kohlenkalk und flötzreichen Sedimenten besteht, folgt eine zweite, von Ueberkohlensandstein gebildet, und so erreicht die Tafel die Höhe von 5000 Fuss. Sie sinkt in Staffeln zur grossen Ebene ostwärts und gegen Südost herab und der Tai-hang-shan selbst ist theils Flexur und theils Staffelbruch.

Die Art, wie der südliche Theil des Tai-hang-shan gegen WSW. sich zurückbeugt, ist sehr auffallend, und es wiederholt sich sonderbarer Weise dieser Verlauf in einem langen und schmalen Zuge, der, aus Gneiss und aus anderen alten Felsarten bestehend, aus dem carbonischen Plateau hervorragt. Dieser Zug trägt nach einander die Namen Hwa-shan (S. vom Hwang-hŏ), dann Föng-tiau-shan, Hsiau-miën-shan und Hŏ-shan. Ich wäre nicht abgeneigt, diesen ganzen Zug bis auf bessere Belehrung als einen Horst in der weiten gesunkenen Tafel anzusehen. Jenseits desselben folgen nun Flexuren und Brüche im gleichen Sinne bis zu der Ebene von Ta-tung-fu. An diese schliesst sich gegen West mit gleichem Baue eine Tafel von mesozoischem Kohlengebirge.

So sind es also staffelförmig absinkende Schollen, welche den ganzen Norden der grossen Ebene umgeben. Die Flexur des Nan-kóu oberhalb Peking und der Tafelrand Tai-hang-shan sind die bezeichnendsten Züge dieses Baues.

Im Süden ist die Sachlage eine ganz verschiedene. Schon haben wir den Tsin-ling-shan als ein einseitiges, gefaltetes Gebirge kennen gelernt, südwärts gerichtet wie alle grossen Ketten Asiens, und es ist bereits erwähnt worden, wie an seine Südseite andere Falten sich anschmiegen, welche ONO. und weiter im Süden NO. streichen. Dem Glimmergneiss mit Urkalk, den wir an der Südseite des Tsin-ling-shan erwähnten, folgt S. von der Niederung von Han-tshung-fu eine Zone südwärts überworfener Falten von Silur, Devon und Kohlenkalk, und diesen Falten ist gegen S. eine neue Serie von Sedimenten abweichend aufgelagert. Diese neue Serie beginnt mit Kalkstein von unbekanntem Alter, welchem unterjurassische Flötze aufruhen; diese sind bedeckt von rothen, thonigen und sandigen Sedimenten, wahrscheinlich unterjurassischen Alters, welche das rothe Becken von Sz'-tshwan erfüllen. Auch diese jüngere Serie hat seitliche Bewegung und Längsbrüche erfahren.

Die Faltungen, welche sich an den südlichen Abhang des Tsin-ling-shan fügen, setzen sich, wie gesagt, durch das ganze südliche China fort. Durch eine Erstreckung von fast 10 Breitegraden, sagt Richthofen, sind die von WSW. gegen ONO. streichenden, sehr zahlreichen, einander parallelen, aber eng gestellten Gebirgszüge durch die im Bogen laufende Küste diagonal oder quer abgeschnitten.[93] Wir haben gesehen, dass dieselbe Faltungsrichtung auch in Tonking herrscht.

Für die Beziehungen Chinas zu den Inselbogen ist aber Folgendes festzuhalten.

In der Gegend von Nanking erreicht die Fortsetzung des Tsin-ling-shan das Meer. Nördlich davon ist Alles altes Tafelland, unter welchem aber da und dort vorprimordiale Faltung der archaischen und azoischen Felsarten mit NO. Streichen bemerkt wird. Es sind keine anderen Meeresablagerungen nachgewiesen als jene der Primordialzeit und des Kohlenkalkes. Der Tsin-ling-shan entspricht nach seinem Verlaufe nicht den Inselbogen. Südlich von demselben liegt südwärts gefaltetes Gebirge, in welchem zwar auch Mittel- und Obersilur, sowie Devon bekannt, jedoch jüngere Meeresablagerungen bis nach Yünnan ebenfalls bis heute unbekannt sind. Das Streichen der Ketten steht allerdings mit jenem des südlichen

Japan in Uebereinstimmung und hier wäre nach Naumann der Anschluss des südjapanischen Bogens zu suchen.[94]

12. Das nordöstliche Asien. In Europa hat die Wiederkehr der nordwärts strebenden Faltung von den vordevonischen Ueberschiebungen des nördlichen Schottland bis zu den jüngsten Bewegungen der Alpen gelehrt, wie ausserordentlich beständig die Richtung der tangentialen Bewegung in einem ausgedehnten Gebiete sein mag. China bietet ein ähnliches Beispiel. Die vorprimordialen Falten, welche im nördlichen China abradirt und von den flach lagernden primordialen Sedimenten bedeckt sind, verfolgen dasselbe Streichen gegen NO., welches südlich vom Tsin-ling-shan die breite, in weit späterer Zeit gefaltete Region bis hinab nach Tonking beherrscht.

Dieselbe nordöstliche Richtung, Pumpelly's sinisches System, beherrscht auch unter eigenthümlichen Ablenkungen gegen NNO. das ganze nordöstliche Asien, von der grossen Mauer bis zum Eismeere. Die Darstellung des Zusammenhanges dieser ostasiatischen, gegen NO. und NNO. streichenden Rücken mit dem Altai und den Ketten des Thian-shan würde zuerst eine Besprechung der grossen und mühevollen Arbeiten heischen, welche von russischen Forschern im Gebiete des Baikal ausgeführt worden sind; eine solche Besprechung aber würde weit abführen von der Aufgabe dieses Abschnittes, welcher den Umrissen des pacifischen Oceans gewidmet ist, und muss daher an späterer Stelle erfolgen. Jetzt mag die Anführung weniger Hauptzüge genügen.

Schon in Liau-hsi deuten einzelne Angaben, z. B. im I-wu-lü-shan, auf das Hervortreten der Streichrichtung gegen NNO., doch sind gerade hier die Beobachtungen weniger zusammenhängend. Von grösserer Bedeutung ist die Thatsache, dass Richthofen eine von SSW. gegen NNO. laufende Zone vulcanischer Vorkommnisse von Wéi-hsiën in Shantung über Töng-tshóu-fu und die Miau-tau-Inseln durch das Thal des Liau verfolgt hat, welche nach seiner Vermuthung bis in die Nähe von Mergen reichen möchte.[95] Ebenso hebt Richthofen hervor, dass der grosse Khingan nicht eine Gebirgskette sei, sondern ein Tafelrand, und dass er mit der Verlängerung des Randes der Carbontafel von Shansi, dem Tai-hang-shan, nahe zusammenfalle.[96]

Wenn man von Peking über die östliche Gobi auf dem von Muschketow beschriebenen Wege gegen NNW. reist, so trifft man jenseits der Wüste an dem rechten Ufer der Sselenga einen Rost von parallelen Ketten, welche von SSW. gegen NNO. streichen.[97] Wenjukow zählt ausser dem langen Zuge des Apfel- oder Jablonowyi-Rückens zehn parallele Ketten auf.[98] Gerade der Jablonowyi-Rücken ist wie der Khingan der Rand einer gegen Ost gesenkten Flexur oder eines Bruches; dafür sprechen sämmtliche Beschreibungen der Strasse vom Baikal nach Tschita und Kropotkin's bestimmte Angabe. Von hier geht der grosse, von Middendorf erforschte Stanowój-Scheiderücken aus, eine Tafel von wechselnder Breite, mit aufgesetzten untergeordneten Höhenzügen, deren östlicher Rand gegen NO. bis NNO. quer über den Amur dem Ochotsk'schen Meere zustrebt, dessen westliches Ufer bildet und sich dann noch weiter gegen das Eismeer hin fortsetzt. Gegen Osten folgen demselben wiederholte Ketten, welche alle gegen NO. bis NNO. streichen, darunter insbesondere Dousse Alin oder Middendorf's Burejagebirge und Sichota-Alin, das Mandschurische Küstengebirge. Kropotkin hat ein höchst lehrreiches Uebersichtskärtchen der Leitlinien dieser Ketten veröffentlicht, welche durchwegs ein gewisses Bestreben zeigen, gegen die südliche Hälfte des Ochotsk'schen Meeres zu convergiren und welche alle an dem südlichen Ufer dieses Meeres untersinken.[99] Daher rührt die grosse Zahl von Inseln und Buchten an dieser Strecke der Küste, welche eine wahre Riasküste ist, wie jene des südöstlichen China. In einer dieser Buchten, im Busen Tugur, W. von der Insel Klein-Shantar im Hafen Mamga, Cap Karaúlnoi, traf Middendorf in den vielfach gewundenen Schichten des Thonschiefers die ersten Stücke der *Pseudomonotis Ochotica*, welche die Theilnahme der Triasablagerungen an der Aufrichtung dieser Ketten erweisen und, wie sich später zeigen wird, für die Geschichte des pacifischen Oceans überhaupt eine eigenthümliche Bedeutung erlangt haben.[100]

Die Furche des Chankasees, des Ussuri und des unteren Amur bezeichnet auf den Landkarten beiläufig den Westrand des Küstengebirges Sichota-Alin, und mit Recht konnte Réclus, in diesem Theile seiner Länderbeschreibung auf Kropotkin gestützt,

sagen, dass durch eine Ueberfluthung von mässiger Höhe Sichota-Alin sich in einen neuen Inselbogen verwandeln würde.[101]

Die Vergleichung der Arbeiten Richthofen's im nördlichen China mit den russischen Arbeiten in Ost-Sibirien lässt uns also den Tai-pai-shan in Shansi, den grossen Khingan in der Mongolei, das Apfelgebirge in Transbaikalien und den östlichen Theil des Stanowój-Scheiderückens vom Apfelgebirge bis über Ochotsk hin als die Ränder von grossen Tafeln erscheinen, welche in der Richtung gegen den pacifischen Ocean abgesunken sind. ‚Gewisse Thatsachen', sagt Richthofen, ‚deuten auf eine Umrandung des pacifischen Beckens durch Staffelbrüche grössten Massstabes hin.'[102]

Vor diesen Linien liegen die uralten Tafelstücke, welche das gelbe Meer umgeben, und vor diesen liegen die Inselbogen. Jetzt erst können wir versuchen, diese mit dem Festlande näher zu vergleichen.

Ueber die Herkunft des Liu-Kiu-Bogens kann so lange nicht gesprochen werden, als der Bau von Formosa nicht genauer bekannt ist.

Den südjapanischen Bogen bezieht Naumann auf den nördlichen Theil der südchinesischen Riasküste. Dieser Bogen streicht an den Tafelstücken des gelben Meeres vorüber und an ihn schaart in aussergewöhnlicher Weise der nordjapanische Bogen.

Nun tritt aber, so weit unsere heutigen Erfahrungen reichen, der Bogen des mittleren Yesso, in welchem ein Theil des Bogens von Sachalin vermuthet werden sollte, ausserhalb des nordjapanischen Bogens hervor, so dass dieses sich gleichsam zwischen das Küstengebirge und den vorliegenden Bogen hineinschiebt. Noch weiter nach aussen liegt der Bogen der Kurilen mit Ost-Kamtschatka, nach Innen dagegen das Bruchstück des westlichen Kamtschatka.

Man kann nicht sagen, dass diese Bogen mit tief einspringendem Winkel schaaren, wie die asiatischen Hochgebirge am Jhelum, oder wie das armoricanische und das variscische Gebirge zwischen Douai und Valenciennes, oder wie der Ural und der Bogen von Nowaja-Semlä am Constantinow Kamen. Nur die scharfe Schaarung mitten im Honshiu macht eine Ausnahme; hier ist die Beugung wirklich eine ähnliche, aber gerade hier ist die Lage abweichend

durch das Hinzutreten der Shichitokette, und gerade hier setzt der nordjapanische Bogen doch so genau den Bogen Süd-Japans im Grossen fort, dass man an die Verhältnisse an der Strasse von Hormuzd erinnert wird, wo eine solche secundäre Einkerbung vorhanden zu sein scheint (I, S. 550).

Die Inselbogen legen sich flacher an und hinter einander, und dies ist um so auffallender, als mit dem folgenden Bogen der Aleuten sofort eine Anlage hervortritt, welche weit grössere Selbständigkeit und zugleich gegen Amerika hin einen viel tieferen Gegensatz der Bogen und grössere Aehnlichkeit mit normaler Schaarung erkennen lässt.

Sobald man von den Philippinen absieht, deren Verbindung heute noch unaufgeklärt ist, zeigt sich allerdings, dass diese Bogen in sehr innigen Beziehungen zu dem Baue des asiatischen Festlandes stehen. Asien besteht aus einem stauenden Stücke von Indo-Afrika, nämlich Ostindien, welches ausser Betracht bleibt, und aus einem grossen, gegen Süd strebenden Stücke der Oberfläche des Planeten. Die Falten sind aber durch Tafeln unterbrochen und getrennt, welche wie starre Schollen zwischen ihnen liegen, wenn man auch in den Tafeln selbst die Spuren weit älterer, gleichsinniger Faltung zu erkennen vermag.

Es wird an späterer Stelle ausführlicher als bisher gezeigt werden, dass der Himalaya in der That am Brahmaputra endigt. Es sind hinter dem Himalaya liegende Ketten, die sich zu den Meridianketten von Yünnan fügen, welche, an dem Ende des Himalaya vorbei, in den malayischen Bogen sich fortsetzen. Diesen Bogen haben wir durch die Banda-Inseln bis an die Küste von Neu-Guinea verfolgt. Aber obwohl südwärts weit der Aequator überschritten ist, müssen wir doch sagen, dass im tektonischen Sinne dieser ganze Bogen h i n t e r dem Himalaya liegt, oder, wenn die grossen Faltenzüge von aussen nach innen beziffert würden, so würde der Himalaya die Ziffer 1 und der malayische Bogen die Ziffer 2 erhalten. Die Begegnung beider Gebirgszüge oberhalb des Keilstückes von Shillong ist aus diesem Grunde verschieden von der Sachlage am Jhelum.

Es ist bereits gesagt worden, dass unsere geringe Kenntniss von Formosa die Beurtheilung des Liu-Kiu-Bogens untersagt, aber

der südjapanische Bogen geht wahrscheinlich aus den Falten des südlichen China in ganz ähnlicher Weise hervor wie der malayische Bogen aus den Ketten von Yünnan, und er liegt in demselben Sinne hinter dem malayischen Bogen wie dieser hinter oder innerhalb des Himalaya.

In demselben Sinne liegen die ostsibirischen Ketten hinter oder innerhalb jener des südlichen China, und trotz der früher erwähnten eigenthümlichen Einschiebung des Nordendes des nordjapanischen Bogens auf Yesso müssen wir alle jene Bogen, welche zu den ostsibirischen Ketten in Beziehungen stehen, als noch weiter nach rückwärts oder weiter innerhalb liegend ansehen. In dieser Beziehung ist aber der Mangel einer genaueren Kenntniss von Sachalin und dem mittleren Yesso sehr zu bedauern, denn die Karte zeigt eine viel genauere Uebereinstimmung des Küstengebirges Sichota-Alin mit dem entfernteren Bogen der Kurilen als mit dem zwischenliegenden Sachalin.

Hienach gleicht die ostasiatische Küste nicht einer Reihe selbständiger, gegen das Meer vortretender Gebirge, sondern vielmehr einer grossartigen Virgation der ganzen Breite von Eurasien, dem ruthenförmigen Auseinandertreten derselben Faltensysteme, welche, im Innern des Festlandes enger aneinandergedrängt die gewaltigen Hochländer bilden. Bei diesem Auseinandertreten zeigen die einzelnen grossen Aeste gegen ihr Ende, d. i. gegen den Ocean hin das Streben einer Rückkehr gegen Nord, und so entstehen die ostasiatischen Inselkränze.

13. Der Bogen der Aleuten. Kaum in irgend einem Theile des pacifischen Umrisses tritt die bogenförmige Anlage so scharf hervor als in der Zone von Vulcanen und Gebirgsfragmenten, welche von den Commandeur-Inseln durch die Aleuten, durch die Halbinsel Aljáska, durch Kadiak und Kenai streicht und die Beringssee von dem Ocean abtrennt. Grewingk, welcher im J. 1850 auf Grund der damaligen Erfahrungen eine geologische Beschreibung und Karte dieses Gebietes entwarf, welche heute noch mit Vortheil zu benützen ist, verglich es mit einem Knotenseile, welches, zwischen den Felssäulen Amerikas und Asiens ausgespannt, unter der eigenen Last sank und dabei seine Stützen gegen einander beugte.[103] Auch der Gegensatz der aleutischen und der

amerikanischen Streichungsrichtungen wurde schon von Grewingk in Leitlinien dargelegt, und Dall's seitherige Untersuchungen machen es wahrscheinlich, dass zwischen dem Mackenzie und dem oberen Yukon, beiläufig in 64° n. Br., die aleutischen und die westamerikanischen Ketten unter ziemlich spitzem Winkel schaaren.[104]

Die gegen NO. streichende Kette, welche diesen Theil der Schaarung erreicht, heisst bei Grewingk das Tschigmit-Gebirge; Dall nennt sie Alaskan Range. Sie liegt innerhalb des Hauptzuges, welcher von der Nordküste von Cook's Einfahrt durch Aljáska und den Inselbogen zieht. Cook's Einfahrt selbst und die Schelechow-Meerenge liegen im Streichen des Gebirges, etwa wie der Golf von Ancud und der Canal von Moraleda im südlichen Chile. Die Bucht Tschugatsk mit der Mündung des Kupferflusses bezeichnen die Stelle, an welcher der einspringende Schaarungswinkel das Ufer vorzeichnet. Ob im Norden die Romanzowberge zwischen Fort Yukon und dem Eismeere oder die aufgerichteten paläozoischen Schichten, welche Beechey in der Nähe von Cap Lisburn traf, als nördliche Parallelzüge des aleutischen Bogens anzusehen seien, lässt sich heute kaum beurtheilen.

Die Auflösung der Gebirgskette, welche durch das vereinzelte Vortreten der Halbinsel Aljáska, dann durch die Zertrennung dieser selbst in die folgenden Inselgruppen sich vollzieht, ist ein neues Beispiel einer Erscheinung, welche wir von Kamtschatka zu den Kurilen, von Arrakan zu den Nikobaren und an anderen Küsten von pacifischem Baue kennen gelernt haben. Hier aber tritt in das orographische Bild der Halbinsel ausserdem eine Erosionsform, welche dem Norden eigenthümlich ist. Dies sind die ausserordentlich tiefen Querthäler, welche man in Norwegen Eyde, auf Aljáska Perenossi, d. i. Tragplätze, nennt, so wie sie in Canada, allerdings in erweiterter Anwendung auf die niedrigen Wasserscheiden des abradirten Schildes, Portages genannt werden. Es sind dieselben tiefen Thäler, welche Boas von der Cumberland-Halbinsel beschreibt, wo sie die correspondirenden Fjorde beider Küsten verbinden (II, S. 45). Ganz wie Cumberland-Halbinsel ist Aljáska mehrfach von solchen Furchen quer durchschnitten. Der erste dieser tiefen Uebergänge führt über den nördlichsten Theil der Halbinsel, durch den grossen See Ilämna, und Grewingk zählt noch fünf weitere

Perenossi auf; Seen liegen häufig auf denselben, und man hat Dall berichtet, einzelne seien so niedrig, dass auf dem ganzen Uebergange das Boot kaum aus dem Wasser gehoben wird.

Archaische Felsarten sind von der SO. Küste von Kenai und Kadiak bekannt, ebenso von mehreren Punkten in Aljáska; unter den Vorkommnissen von Unalaschka und einzelnen der westlichen Inseln bis Attu werden metamorphische Gesteine und älterer Porphyr als die Unterlage genannt. Auf den Commandeur-Inseln ist sie archaisch. Am Cap Nunakhalkak, an der NO. Küste von Aljáska (etwa 58° 20′) traf Pinart Fossilien der Triasformation;[105] an der Ostküste kennt man Juraablagerungen, wie es scheint, verschiedenen Stufen des mittleren und oberen Jura angehörig, und die Aucellen-Schichten treten sowohl an mehreren Stellen der Ostküste, als bei Port Möller an der NW. Küste der Halbinsel auf.

Die Tertiärformation dieser Gegend verdient besondere Aufmerksamkeit und neuerliche Untersuchung. An vielen Stellen, so insbesondere in Cook's Inlet, sind jene tertiären blattführenden Schichten mit Lignitflötzen vorhanden, welche die arktischen Gebiete in so eigenthümlicher Weise auszeichnen. Heer hat ihre Flora beschrieben.[106] Sie erstrecken sich bis Cap Tolstoi am Norton-Sunde. Ueber diesen blattführenden Schichten traf Dall in der Nähe von Nuláto am unteren Yukon einen braunen Sandstein mit *Crepidula, Ostraea* und anderen Meeres-Conchylien von erloschenen Arten. Dieser Sandstein ist ziemlich ausgebreitet. An den Schumagin-Inseln, welche vor der SO. Küste von Aljáska liegen, fand Dall über Syenit oder Granit erst sehr veränderten Quarzit, dann blauen sandigen Schiefer mit Lignitflötzen, verkieseltem Holz, Conglomeratlagen und Blättern von *Platanus,* hierauf Conglomerate und Sand mit *Sequoia,* und über diesen den braunen marinen Sandstein mit *Crepidula,* Wirbeln von Walen, Austern und angebohrtem Holze. Die tertiären Schichten sind von Basalten durchsetzt.[107]

Diese, wie es scheint mitteltertiären Ablagerungen sind bisher die einzige Spur einer Verbindung der marinen tertiären Schichten, welche in Spitzbergen und Ost-Grönland erwähnt worden ist (II, S. 84, 90). Sie müssen sorgfältig geschieden werden von anderen Meeresschichten, welche lebende Arten oder doch eine der heutigen sehr nahestehende Fauna enthalten, und welche von

manchen Beobachtern auch für tertiär gehalten worden sind. Diese finden sich an vielen Punkten des aleutischen Bogens, ebenso in Kamtschatka, Sachalin und auf den Pribylow-Inseln, horizontal an die älteren Felsarten des Ufers gelagert, und Grewingk hat mit Recht ihre auffallende Aehnlichkeit mit den muschelführenden Schichten von Beauport bei Quebec in Canada hervorgehoben.

Endlich nimmt an dem Aufbaue des Bogens der Aleuten eine Zone mächtiger Vulcane Antheil. Es ist überflüssig, sie aufzuzählen. Mit dem gewaltigen Ilämna und dem Ujakuschatsch (oder Burnt Mountain) an der Westseite von Cook's Einlass tritt diese vulcanische Zone in den amerikanischen Continent ein. Sie ist sehr thätig; mehrere grosse Ausbrüche sind im Laufe des letzten Jahrhunderts eingetreten, darunter die Bildung des neuen Vulcans St. Johann Bogoslow im J. 1796, welcher W. von der Nordspitze von Unalaschka aus dem Meere hervorragt; zuletzt war im December 1883 der Eingang zu Cook's Einlass der Schauplatz heftiger vulcanischer Vorgänge.

14. Westküste Amerikas. Die hohen Gebirgszüge, welche die pacifische Küste Amerikas begleiten, sind an früherer Stelle beschrieben worden. Der Gegensatz zu dem Streichen der Aleuten ist auffallend. In der Chatham-Strasse, O. von Sitka, sah Blake den Glimmerschiefer in fast senkrechter Stellung der Küste parallel streichen,[108] und wir haben aus den Arbeiten der canadischen Forscher entnommen, dass Vancouver und die Charlotte-Inseln nur als äussere Ketten jener Cordilleren anzusehen sind, welche den nordwestlichen Theil Amerikas durchziehen. Weiter gegen Süden erreicht man die grosse Lavafluth von Washington und Oregon, unter welcher nur vereinzelte Trümmer der versenkten Cordillere sichtbar werden. In der Cascade Range erreicht sie ihre grössten Höhen, und die überwältigten Wälder unter den Laven erinnern an die ähnlichen Vorkommnisse von tertiärem Alter, welche in höheren Breiten so weit verbreitet sind. Bis zum M. Shasta reicht dieses vulcanische Gebiet, und einzelne Beobachter zählen hieher noch den Zug des Lassen's Peak, welcher an die Sierra Nevada schliesst.

Hier nähern wir uns dem durch seinen eigenthümlichen Bau ausgezeichneten Gebiete der Basin Ranges. Durch Faltung wurden mehr oder minder meridionale Ketten gebildet, und an nach-

folgenden Brüchen, welche fast im Streichen dieser Faltenzüge liegen, ist das gefaltete Gebirge niedergesunken. Nun zeigt Diller, dass das Gefüge der Basin Ranges sich erstreckt auf den nördlichen Theil der Sierra Nevada. Auch diese ist zwischen dem Sacramento und dem Honey Lake von zwei ziemlich im Streichen liegenden Verwerfungen durchschnitten, welche American Valley und Indian Valley bilden, mit Senkung des östlichen Theiles und vorwaltend westlichem Schichtenfalle. An dem Westrande von Honey Lake liegt eine dritte Bruchlinie, welche dem Ostrande der Sierra entspricht. Der äusserste Westrand des Gebirges scheint überstürzt zu sein.[109]

Die Verschiedenheit der Coast Ranges von der Sierra Nevada, welche aus früheren Arbeiten hervortrat, scheint sich durch neue Erfahrungen zu vermindern. Im Norden traf Diller W. von Shasta Valley im Gebiete der Coast Ranges Fossilien des Kohlenkalkes und weiter im Süden hat White die Uebereinstimmung der Aucellenschichten der Coast Ranges mit jenen der Sierra nachgewiesen. Becker betrachtet beide Gebirgszüge als Glieder des westlichen Cordillerensystems. Seit der unteren Kreide, höchst wahrscheinlich aber seit noch viel früherer Zeit, war nach Becker das ganze Gebiet vom Wahsatch bis an die pacifische Küste der Schauplatz einer ‚recurrenten, wenn nicht stetigen Tendenz zu seitlichem Zusammenschube, im Wesentlichen nach ein und derselben Richtung'.[110]

Immer schärfer scheiden sich von dieser faltenden Bewegung die grossen Brüche, an welchen das Zusammensinken erfolgt ist. Im Norden, zwischen den Siskiyou-Bergen und der Cascadekette (S. Oregon) ist nach Whitney die Kreideformation aufgerichtet, am westlichen Fusse der Sierra Nevada liegt obere Kreide in den Foothills horizontal. In den Coast Ranges haben noch mitteltertiäre Schichten an der Faltung theilgenommen. Das Alter der Faltungen ist also, soweit die Schichtstellung davon Zeugniss gibt, ein örtlich verschiedenes. Die Brüche und Senkungen sind jedenfalls auch von verschiedenem Alter, aber die Art, wie sie die Faltenzüge durchschneiden, lässt keinen Zweifel darüber, dass sie jünger sind. Die meisten Beobachter sind der Ansicht, dass sie sehr jung seien, und dass auch die heute vor sich gehenden

Bewegungen ein Theil dieses grossen Vorganges sind. Gilbert's Beobachtungen über neuere Dislocation an dem Wahsatch-Bruche wurden bereits erwähnt (I, S. 743). Es wird behauptet, dass auch die Erderschütterung vom 26. März 1872 an dem Ostrande der Sierra Nevada (I, S. 101) von einer Dislocation begleitet gewesen sei, und Reyer beschreibt am Fordyce-See vom Eise geschliffene, granitische Gehänge, welche von postglacialen Verwerfungen durchschnitten sind.[111] Innerhalb des Senkungsgebietes der Basin Ranges und insbesondere in dem nördlichen Theile in Süd-Oregon hat Russell frische, vom Pflanzenwuchse noch nicht bedeckte Spuren ganz junger Bewegungen an älteren Bruchlinien auf grosse Längen verfolgt. Sie durchschneiden junge Terrassen und Schuttkegel, können den Betrag von 50 Fuss erreichen, und von einzelnen derselben meint Russell, dass sie erst in den letzten Jahren entstanden seien, so z. B. in Surprise Valley (120° w. L., 41—42° n. Br.), welches Thal öfters von Erdbeben heimgesucht ist.[112]

In Mittel-Amerika bricht die Cordillere der Antillen gegen den pacifischen Ocean ab (I, S. 698).

Durch ganz Süd-Amerika bis Cap Hoorn bleibt die Küste bestimmt durch den Verlauf der Gebirgsketten; dieser wurde an früherer Stelle besprochen.

Anmerkungen zu Abschnitt III: Die Umrisse des pacifischen Meeres.

[1] F. v. Hochstetter, Geol. von Neu-Seeland; Reise S. M. Fregatte Novara um die Erde; Geol. Theil, I, 4°, Wien, 1864, S. XLVI, 2 u. a. and. Ort. Unter dem ersten Eindrucke glaubte Hochstetter nicht nur an einen Bruch in der Cookstrasse, sondern an eine gegenseitige Verschiebung der Inseln durch eine gewaltige seitlich wirkende Kraft; dess. Lecture on the Geol. of the Prov. of Nelson; New Zeal. Governm. Gazette, Nelson, Octob. 22, 1859, p. 101.

[2] Ich verweise auf die schematische Zeichnung der Südinsel in Hutton's Sketch of the Geol. of New Zealand; Quart. Journ. geol. Soc. 1885, XLI, p. 195.

[3] S. Herb. Cox, Report on Westland District; Rep. geol. Surv. of New Zealand, 1874—1876; Wellington, 1877, p. 63—93, Karte.

[4] R. v. Lendenfeld, Der Tasman-Gletscher und seine Umgebung; Petermann's Mittheil., Ergänz.-Heft Nr. 75, 1884, 80 SS., Karten.

[5] Jul. v. Haast, Geol. of the Provinces of Canterbury and Westland; 8°, Christchurch, 1879, p. 324—349.

[6] Hutton, Sketch of the Geol. etc. p. 197.

[7] Hochstetter, Novara, S. 92 u. folg.

[8] S. H. Cox, Rep. on the Geol. of the Hokanui Ranges, Southland; Rep. geol. Surv. N. Zeal. 1877—1878, Wellingt. 1878, p. 25—48, Karte; A. M'Kay, Notes on the Sections and Collections of fossils obt. in the Hokanui Distr., ebendas. p. 49—90; Al. M'Kay, Mataura Plant Beds, ebendas. 1879—1880, p. 39—48. Hier werden bemerkenswerthe Angaben über das Durchgreifen des Stieles von *Macrotaeniopteris* durch mehrere Lagen von Sand gemacht, welche darauf hinweisen, dass man vielleicht äolische Sandlagen vor sich habe. — Dass auch im Innern des Gebirges die Schaarung nicht in spitzem Winkel sich vollziehe, ergibt sich daraus, dass an der N. Hälfte des knieförmig gebogenen Sees Wakatipu M'Kay noch nordsüdliches Streichen traf (Distr. West and North of Lake Wakatipu; ebendas. p. 118 u. folg.), und dass erst an dem See Te Anau, welcher auf der Grenze von altem Schiefer und Gneiss gelegen ist, die SSO. Richtung eintritt (Cox, Rep. on the Geol. of the Te Anau District; ebendas. 1877—1878, p. 110 u. folg.).

[9] C. E. Meinicke, Die kleinen Inseln im Süden und Südosten von Neu-Seeland; Peterm. Geogr. Mitth. 1872, XVIII, S. 222—226; F. W. Hutton, On the origin of the Fauna and Flora of N. Zealand; Ann. Mag. nat. hist. 1884, 5. ser., XIII, p. 425—448 und 1885, 5. ser., XV, p. 77—107; insbes. in letzterem Theile p. 80 u. folg.

[10] Filhol's Mittheilungen über das Alter des Kalksteins auf Campbell sind leider so widersprechend, dass ich darauf verzichten musste, von denselben Gebrauch zu machen; H. Filhol, Mission de l'île Campbell; Constit. géol. de l'île, Compt.-rend. 1876, LXXXIV, p. 202—205 und Rapports géol. et zool. de l'île Campbell avec les terres australes avoisinantes; ebendas. 1882, XCIV, p. 563—565.

11 In den Tertiär-Ablagerungen von Chatham erkennt Hutton das Pareóra-System Neu-Seelands; Quart. Journ. geol. Soc. 1885, XLI, p. 209.

12 R. v. Lendenfeld setzt Mount Townshend mit 7256 engl. Fuss (2241 M.) als den höchsten Punkt an, während sonst der benachbarte Mount Kosciusko oder Mueller's Peak (7176 Fuss nach Neumayr) dafür gilt; Lendenfeld, The glacial Period in Australia; Proc. Linn. Soc. New S. Wales, Sydney, 1886, X, p. 47.

13 A. R. C. Selwyn, Geol. der Colonie Victoria; in: Die Colonie Victoria in Austral., ihr Fortschritt, ihre Hilfsquellen u. s. w.; Bearbeit. für die Internat. Ausstellung in London, 1862, 8°, Melbourne, 1861, S. 185.

14 F. T. Gregory, On the Geol. of a Part of Western Australia; Quart. Journ. geol. Soc. 1861, XVII, p. 475—483.

15 W. H. Huddleston, Notes on a Coll. of Fossils and of Rock-specim. from West-Australia, N. of the Gascoyne-River; Quart. Journ. geol. Soc. 1883, XXXIX, p. 582—595, Taf.; Ch. Moore, On Australian mesozoic Geol. and Palaeont.; ebendas. 1870, XXVI, p. 226—263, Taf.; M. Neumayr, Die geogr. Verbreitung der Juraformation; Denkschr. Akad. Wien, 1885, L, S. 117 u. folg.

16 Rev. W. B. Clarke, Remarks on the Sedimentary Formations of N. S. Wales, illustr. by References to other Provinces of Australasia; 4. ed., 8°, Sydney, 1878, p. 7 u. a. and. Ort.

17 Eine Uebersicht ist enthalten in J. E. Tenison-Woods, Physical Structure and Geology of Australia; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1883, VII, p. 380 u. folg.

18 R. Tate, The nat. Hist. of the Country around the Head of the Great Australian Bight; Trans. and Proc. and Report of the Phil. Soc. of Adelaide, S. Austr. for 1878—1879, 8°, Adelaide, 1879, p. 94—128, Taf.

19 Den besten Ueberblick gibt Tate, Leading phys. Features of South Australia; Anniv. Adress. of the Presid. to the Philos. Soc. Adelaide for 1878—1879; Trans. and Proc. ebendas. p. XLI—LXXI.

20 Gavin Scoular, Sketch of the Geol. of the S. und W. Parts of the Lake Eyre Basin; Trans. Proc. Roy. Soc. S. Australia, Adelaide, 1887, IX, p. 39—54, Karte.

21 A. W. Howitt, Notes on the Phys. Geogr. and Geol. of N. Gippsland, Victoria; Quart. Journ. geol. Soc. 1879, XXXV, p. 40.

22 Ott. Feistmantel, Die paläoz. u. mesoz. Flora des östl. Australien; Paläontographica, Suppl. III, Lief. 3, 1878—1879 und J. E. Tenison-Woods, On the fossil Flora of the Coal Deposits of Australia; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales for 1883, VIII, 1884, p. 37 bis 167, Taf.

23 W. Carruthers, Notes on foss. Plants from Queensland, Austr.; Quart. Journ. geol. Soc. 1872, XXVIII, p. 350—354, Taf.

24 Tenison Woods, A foss. Plant-Formation in Central-Queensland; Journ. Proc. Roy. Soc. N. S. Wales for 1882, XVI, 1883, p. 179—192, Taf.

25 P. E. de Strzelecki, Phys. Description of N. S. Wales and Van Diemens-Land; 8°, London, 1845; Tenison-Woods, A phys. Description of the Island of Tasmania; Trans. Roy. Soc. Victoria, Melbourne, 1883, XIX, p. 144—166. An der Wasserscheide zwischen dem Tamar- und Port Sorellflusse ist immerhin das Streichen ziemlich abweichend vom Meridian, N. 20—30° W.; Norman Taylor, Notes on the Geol. of the W. Tamar-District, Tasm.; Trans. and Proc. Roy. Soc. Victoria, 1880, XVI, p. 156. Zahlreiche Beobachter erwähnen Verwerfungen in Tasmanien. Harrison schreibt über die Gegend zwischen dem Derwent und Mt. Wellington: ,. . . Wir mögen uns eine Anzahl hölzerner Würfel vorstellen, welche ausgelegt werden auf einer nachgebenden Unterlage, etwa auf einem Polster, so dass die ganze Oberfläche eben ist. Nun stört irgend eine Kraft die horizontale Oberfläche jedes einzelnen Würfels zu einer schwachen Neigung und bildet an jeder Berührungsstelle einen kleinen Absatz. Wenn wir uns nun vorstellen könnten, dass irgend eine geschmolzene Masse, etwa Wachs, durch die einzelnen Zwischenräume von unten her gedrängt worden sei, so dass sie zum Theile die winzigen Thälchen füllt, so würden wir ein Modell

der Umgebung von Hobart-Town mit seinen Sandsteinen, Dislocationen und eruptiven Felsarten vor uns sehen.' Th. Harrison, Notes on the Geol. of Hobart-Town; Trans. Proc. Roy. Soc. Victoria; VI, 1865, p. 133.

26 R. v. Lendenfeld, Forschungsreisen in den Austral. Alpen; Peterm. Mitth. Ergänz.-Heft N° 87, 1887, 37 SS., Karten.

27 Geol. Sketch Map of New South Wales, compiled from the Original Map of the late Rev. W. B. Clarke by C. S. Wilkinson; enthalten im Annual Report of the Departement of Mines, N. S. Wales for 1880; 4°, Sydney, 1881. Nach Clarke (Remarks etc. p. 18) ist der Zinn führende Granit von Queensland und N. S. Wales von devonischem Alter, folglich weit jünger als der übrige Granit.

28 R. Daintree, Notes on the Geol. of Queensland; Quart. Journ. geol. Soc. 1872, XXVIII, p. 271—317; Karte; R. Etheridge, Descript. of the Palaeoz. and Mesoz. Fossils of Queensland; ebendas. p. 317—359, Taf.

29 Den südlichen Theil am Clarence River beschreibt Stephens, Notes on the Geol. of the Southern Portion of the Clarence River Basin; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales for 1883; VIII, 1884, p. 519—531.

30 Al. Rattray, Notes on the Geol. of the Cape-York Peninsula, Austr.; Quart. Journ. geol. Soc. 1869, XXV, p. 297—305.

31 Jul. Edm. Woods, Geol. Observ. in South-Australia; 8°, Lond., 1862, p. 224 u. folg.

32 Neumayr am ang. Ort. S. 140 u. folg. — Depuch Isl., long. 117° 44', lat. 20° 37' soll als ein grosses Haufwerk von Grünstein-Blöcken 514 Fuss hoch die flachen Korallenbauten der Umgegend überragen; Wickham, Note on Depuch Isl.; Journ. geogr. Soc. 1842, XII, p. 79—83.

33 Edm. v. Mojsisovics, Arktische Triasfaunen; Mém. Acad. St. Pétersb. 1886, 7. sér., XXXIII, p. 151.

34 Ueber die grössere Vollständigkeit der Serie in Neu-Seeland äussert sich insbesondere Hector, The geol. Formations of New Zealand compared with those of Australia; Journ. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales for 1879, XIII, 1880, p. 66, 67.

35 Clarke, Remarks on the Sedim. Formations etc. p. 7.

36 R. D. Fitzgerald, Proc. Linn. Soc. N. S. Wales for 1884, IX, 1885, p. 1206.

37 Garnier, Essai sur la géol. et les ressources min. de la Nouv. Calédonie; Ann. d. Mines, 1867, 6. sér., XII, p. 1, Karte; Em. Heurteau, Rapp. à M. le Ministre de la Marine et des Colon. sur la Constitution géol. et les richesses min. de la Nouv. Calédonie; ebendas. 1876, 7. sér., IX, p. 232—454, Karte; für Fossilien: Eug. Deslongchamps, Documents sur la géol. de la Nouv. Calédonie, Bull. Soc. Linn. de Normandie, 1864, VIII, p. 332—378; P. Fischer, Notes sur les roches fossilif. de l'Archipel Calédonien, Bull. Soc. géol. 1867, 2. sér., XXIV, p. 457 und F. Teller in E. Mojsisovics, Arkt. Triasfaunen, Mém. Acad. St. Pétersb. 1886, 7. sér., XXXIII, p. 111 u. folg.

38 Heurteau am ang. Ort., p. 399.

39 Ratte, Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1884, IX, p. 681. Die angeführten Gattungen sind: *Rostellaria, Fusus, Pleurotomaria?, Belemnites, Nautilus.*

40 J. E. Tenison Woods, On some Fossils from Levuka, Viti; ebendas. 1879, IV, p. 358, 359.

41 v. Schleinitz, Annal. d. Hydrographie, 1876, IV, S. 365; A. Liversidge, Rocks from New Britain and New Ireland; Journ. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales for 1882, XVI, p. 47—51.

42 C. S. Wilkinson, Notes on a Coll. of geol. Specimens coll. by W. Macleay Esq. from the Coasts of N. Guinea, Cape York and neighb. Islands, in: Clarke, Rem. on the sed. Form. of N. S. Wales, 4. ed., p. 97, 98; ferner J. E. Tenison-Woods, On a tert. Formation at N. Guinea; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1877, II, p. 125—128 und 267—268; ferner dess. Phys. Struct. and Geol. of Australia; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, 1883, VII, p. 381.

43 K. Martin, Eine Tertiärformation von Neu-Guinea und benachbarten Inseln nach Sammlungen von Macklot und v. Rosenberg's; Sammlungen des geol. Reichs-Museums in Leiden, herausg. von K. Martin, und A. Wichmann; Beiträge z. Geol. Ost-Asiens und Australiens, 1881—1883, 1. ser., S. 65—83.

44 E. Beyrich, Ueber eine Kohlenkalk-Fauna auf Timor; Abhandl. Akad. Berlin, 1864, S. 61; K. Martin, Die versteinerungsführenden Sedimente Timors nach Sammlungen von Reinwardt, Macklot und Schneider; Samml. geol. Reichsmus. Leyden, 1881—1883, I, S. 1—64; Taf.; A. Wichmann, Gesteine von Timor; ebendas. 1882, II, S. 1—72, Taf.

45 R. D. M. Verbeek, Over de Dikte der tertiaire Afzettingen op Java; Verh. Akad. Amsterd. 1883, XXIII, D, 11 pp., Taf.

46 J. G. F. Riedel, De Sluik-en Kroesharige Rassen tussch. Selebes en Papua; gr. 8°, s'Gravenhage, 1886, Karten. Eine Karte von Aaru in Verh. Gesellsch. Erdk. Berlin, 1885, XII, Taf. I.

47 Riedel, ebendas. p. 86; über Erdöl an der Ostküste von Sumatra berichtet Everwijn, Jaarb. Mijnwes. V, p. 186, in N. Sumatra ebendas. IV, a, p. 15—33 und 188; in Soerabaja ebendas. IV, b, p. 188 u. a. and. Ort.

48 K. Martin, Die wichtigsten Daten unserer geol. Kenntniss vom Niederländ.-Ostindischen Archipel; Bijdrag. tot de Taal-, Land- en Volkenkunde van Nederl.-Indië; uitgeg. vanw. het kon. Inst. etc. ter Gelegenh. van het VI. internat. Congress d. Orientalist. te Leiden; 8°, s' Gravenhage, 1883, p. 17—34; vgl. auch D. Schneider, Geol. Uebersicht über den holländ.-ostind. Archipel; Jahrb. geol. Reichsanst. 1876, XXVI, S. 113—134, Karten; für tertiäre Vorkommnisse insb. K. Martin, Neue Fundpunkte von Tertiär-Gesteinen im indischen Archipel, nach Samml. von Horner, Korthals, Macklot, Müller und Reinwardt; Samml. geol. Reichs-Mus. Leiden, I, S. 131—179; auch Aug. Böhm, Ueb. einige tert. Fossilien von d. Insel Madura; Denkschr. Akad. Wien, 1882, XLV, S. 359; für die Streitfrage über das Alter dieser Ablagerungen verweise ich auf Verbeek, Böttger, Geyler und C. v. Fritsch, Die Eocänformation von Borneo und ihre Versteinerungen; Paläontographica, 1875, Suppl. III, 1. Heft, und auf Verbeek, Boettger und K. v. Fritsch, Die Tertiärformation von Sumatra und ihre Thierreste; ebendas. 1880, Suppl. III, 8—11. Heft.

49 K. Martin, v. Gaffron's geol. Karte von Süd-Borneo; Samml. geol. Reichsmus. Leiden, I, S. 179—193, Karte; auch ebendas. S. 132 u. folg.

50 Vielleicht etwas allzugrell ist die Sachlage dargestellt von Th. Posewitz, Unsere geol. Kenntnisse von Borneo; Jahrb. ung. geol. Anst. 1882, VI, S. 135—162, Karte.

51 R. D. M. Verbeek, Over het Voorkomen van Gesteenten der Krijtformatie in de Residentie Westerafdeeling van Borneo; Versl. en Meded. k. Akad. Amsterdam; Afd. Natuurk. 1884, 2. Reeks, XIX, p. 39—43. Martin hält diese Ablagerungen für eine tropisch abgeänderte Tertiärbildung; es scheint aber unter den Tertiärablagerungen von Sumatra und Java kein bisher bekannt gewordenes Glied einen solchen Reichthum von Typen zu enthalten, welche wir bisher als cretacisch zu betrachten gewohnt sind.

52 Tenison Woods, The Borneo Coal-Fields; Nature, April 23, 1885, p. 583—584; vgl. auch J. Motley, On the Geol. of Labuan; Quart. Journ. geol. Soc. 1853, IX, p. 54—57.

53 Schelle, Bericht in Peterm. geogr. Mitth. 1885, S. 320; Tenison Woods, The Geol. of Malaysia, South China etc.; Nature, Jan. 7, 1886, p. 232. Hart Everett erwähnt Encrinitenkalkstein aus NO. und NW. Borneo, doch ohne genauere Angabe des Alters, in Rep. on the Exploration of the Caves of Borneo; Proc. Roy. Soc. 1880, XXX, p. 310—321.

54 F. Ratte, Note sur l'Indo-Chine; Bull. soc. géol. 1875—1876, 3. sér., IV, p. 509 bis 522; Petiton, Esquisse géol. de la Cochinchine française, du Cambodge (province de Poursat) et de Siam (prov. de Battambang); ebendas. 1882—1883, 3. sér., XI, p. 384—399, Karte; Edm. Fuchs et E. Saladin, Mém. sur l'Exploration des Gites de Combustibles et de quelques-unes des Gites métallif. de l'Indo-Chine; Ann. d. Mines, 1882, 8. sér., II, p. 185—298, Karte; E. Jourdy, Sur la géol. de l'est du Tonkin; Compt.-rend. 1886, CII, p. 937—939 und Bull. soc. géol. 1885—1886, 3. sér., XIV, p. 14—20, Taf.; Note complément. ebendas. p. 448—453.

55 R. Zeiller, Examen de la Flore fossile des couches de charbon du Tong-king; Ann. d. Mines, 1882, 8. sér., II, p. 299—352, Taf.; auch Bull. soc. géol. 1882—1883, 3. sér., XI, p. 456—461, und 1885—1886, 3. sér., XIV, p. 454—463, Taf.

56 R. v. Drasche, Fragmente zu einer Geol. der Insel Luzon (Philippinen); 4°, Wien, 1878; S. 3. Die älteste mir bekannte geol. Uebersicht der Philippinen ist jene des Bergwerks-Ingenieurs Isid. Sainz de Baranda, Islas Filipinas, 8°, Manila, 1840. Im J. 1873 versuchte Roth nach Jagor's Aufsammlungen eine Uebersicht der Vorkommnisse zu geben; diese sehr verdienstliche Darstellung bezieht sich aber nur wenig auf die tektonischen Verhältnisse; J. Roth, Ueb. die geol. Beschaffenheit der Philippinen, in F. Jagor, Reisen in d. Philipp., 8°, Berlin, 1873, S. 333—354.

57 C. Semper, Die Philippinen und ihre Bewohner; sechs Skizzen; 8°, Würzburg, 1869.

58 J. Centeno, Mem. geol.-min. de las Islas Filipinas; Bol. de la Comis. del Mapa Geol. de Esp. 1876, III, p. 181—234, Karte; insb. p. 184.

59 Tenison Woods, Nature, Jan. 7., 1886, p. 232.

60 F. v. Richthofen, Ueb. d. Vorkommen von Nummulitenform. auf Japan und den Philippinen; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1862, XIV, S. 358 u. folg.

61 Enr. Abella y Casariego, Rapida Descripc. fís. geol. y min. de la Isla de Cebú; Bol. Mapa Geol. 1886, XIII, p. 1—187, Karte.

62 Ders., Mem. acerca los Criaderos Aurif. del 2do Distr. del Depart. de Mindanao; ebendas. 1879, VI, p. 33—79, Karten, insb. p. 60.

63 J. Montano, Rapport à M. le Ministre de l'Instr. publ. sur une Mission aux Iles Philippines et en Malaisie; Archives des Missions, 1885, 3. sér., XI, p. 271—479, Karten, insbes. p. 271—277.

64 J. Itier, Extr. d'une descript. de l'archipel des îles Solo; Bull. Soc. géogr. Paris, 1846, 3. sér., V, p. 311—319.

65 Nach Montano's letzter Beschreibung möchte man allerdings geneigt sein zu zweifeln, ob der See von Maïnit auf der Halbinsel Surigao (N. Mindanao) wirklich ein Krater sei.

66 Drasche S. 72 zählt zu dieser Linie die nahe aneinanderliegenden Vulcane Labo, dann Isaró, Iriga, Mazaraga, Albay und Bulusan.

67 Rob. Swinhoe, Notes on the Isl. of Formosa; Journ. R. Geogr. Soc. 1864, XXXIV, p. 6—18, Karte; F. Freih. v. Richthofen, Ueb. d. Gebirgsbau an d. Nordküste v. Formosa; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1860, XII, S. 532—545; D. Tyzack, Notes on the Coal-Fields and Coal-Mining operations in N. Formosa; Trans. North of Engl. Institute of Mining and Mechan. Engin., Newcastle, 1884—1885, XXXIV, p. 67—79, Karte, und J. A. Lebour, Note on some fossils from N. Formosa, coll. by Mr. D. Tyzack, ebendas. p. 81, 82. — Arth. Corner erwähnt aus der Nähe des Affenberges ein paläozoisches Fossil, *Monotis Hawni*, aber diese Angabe entbehrt bisher der Bestätigung; A Journey in the Inter. of Formosa; Proc. geogr. Soc. 1874—1875, XIX, p. 515.

68 H. B. Guppy, Some Notes on the Geol. of Takow, Formosa; Journ. of the N. China Branch R. Asiat. Soc. Shanghai, 1881, new ser., XVI, p. 13—17.

69 G. Kleinwächter, Researches into the Geol. of Formosa; ebendas. 1884, new ser. XVIII, p. 37—53, Karte.

70 Die Felsart wird von mehreren Reisenden als Porphyr bezeichnet.

71 L. Döderlein, Die Liu-Kiu-Insel Amami Oshima; Mittheil. d. Deutsch. Ges. f. Natur- und Völkerk. Ost-Asiens; Yokohama, 1881, XXIV. Heft, 31 SS., Karte, insb. S. 2.

72 M. C. Perry, Narrative of the Exped. of an Americ. Squadron to the China Seas and Japan; comp. by F. L. Hawks; 4°, Washingt., 1856; I, p. 184, 311, und G. Jones, Rep. on a Geol. Explor. of Lew-Chaw; ebendas. II, p. 53—56; Döderlein, am ang. Ort. S. 27; Elie de Beaumont führt von dem Missionär P. Furet bei Nafa auf Okinawa gesammelte Versteinerungen an, deren Alter jedoch nicht als vollkommen sichergestellt gelten kann; Compt.-rend. 1859, XLVIII, p. 287, und J. Marcou, Lettres sur les Roches du Jura;

8°, Paris, 1857—1860, p. 269. Der Korallenkalk, 200 Fuss über dem Meere und weit von demselben entfernt, ist erwähnt in R. H. Brunton, Notes taken on a Visit to Okinawa Shima, Loochoo; Trans. Asiat. Soc. Japan, Yokohama, 1876, IV, p. 66—77, insb. p. 72.

73 Edm. Naumann, Ueb. d. Bau und die Entstehung der japan. Inseln; 8°, Berlin, 1885, 91 SS.; dess.: Die Erscheinungen des Erdmagnetismus in ihrer Abhängigkeit von der Erdrinde; 8°, Stuttg., 1887, insb. S. 15 u. folg.; Geol. Surv. of Japan, Reconnoiss. Map, Geology, Divis. I, by Edm. Naumann, Assist. by Takao Fujitani, Akira Yamada, Ichitaro Ban and Shogo Nishiyama (noch nicht vollständig erschienen). — Eine kleine ältere Skizze einer geol. Karte findet sich in J. G. Godfrey, Notes on the Geol. of Japan; Quart. Journ. geol. Soc. 1878, XXXIV, p. 542—554.

74 J. Milne, The Volcanoes of Japan; Transact. Seismolog. Soc. Japan; Yokohama, 1886, IX, pt. 2, 184 pp., Karten.

75 B. Smith Lyman, Geol. Survey of Hokkaido, A geol. Sketch Map of the Island of Yesso, Japan; fol. Tokei, 1886.

76 Es sind dies: Iwo-san, thätig, mit einem Kessel von siedendem Schlamm und Schwefel, Kusuri, Oakan mit regelmässiger Kegelform, und Meakan, ein thätiger Kegel.

77 Mehrere der Vulcane der grossen Bruchregion hat R. v. Drasche beschrieben in: Bemerkungen üb. d. japan. Vulcane Asama-Yama, Jaki-Yama, Iwawasi-Yama und Fusi-Yama; Tschermak's Min. Mitth. 1877, S. 49—60.

78 Naumann, Erdmagnetismus, S. 18; Harada-Toyokitsi, Brief im Anzeig. Akad. Wien, 7. Juli, 1887.

79 Raph. Pumpelly, Geol. Researches in China, Mongolia and Japan; Smithson. Contrib. Nr. 202, 1866; p. 79 u. folg., insb. p. 106, pl. VIII.

80 Für Sachalin: Fr. Schmidt, Sachalin; Baer und Helmersen, Beitr. z. Kenntn. d. russ. Reiches, 1868, XXV, S. 177 u. folg.; P. v. Glehn, Reisebericht v. d. Ins. Sachalin, ebendas. S. 189 u. folg., insbes. S. 203—277; ebendas. auch Schebunin's Karte v. Sachalin; ferner Fr. Schmidt, Ueb. die Petrefacten der Insel Sachalin, Mém. Acad. St.-Pétersb. 1873, 7. sér., XIX, N° 3; für Yesso: Edm. Naumann, Ueb. das Vorkommen der Kreideformation auf d. Ins. Yezo (Hokkaido); Mittheil. deutsch. Gesellsch. f. Nat. und Völkerkunde Ostasiens, Yokohama, 1880, Heft 21, und dess. Bau und Entst. d. japan. Inseln, S. 21.

81 Milne, A Cruise among the Volcanoes of the Kurile Islands; Geol. Magaz. 1879, 2. sér., VI, p. 337—348, Karte, und Volc. of Japan, p. 125—169, Karte.

82 C. v. Dittmar, Die Vulcane Kamtschatkas, Peterm. Geogr. Mitth. 1860, II, S. 66; auch A. Postels, Bemerkungen über die Vulcane der Halbinsel Kamtschatka, Mém. Acad. St.-Pétersb. 1835, II, p. 11—28, und Perrey, Docum. s. l. tremblements de terre et les phénom. volcan. dans l'Archipel des Kouriles et au Kamtschatka, 166 pp., 8°, 1863 (aus d. Ann. de la soc. imp. d'agricult. etc. de Lyon).

83 A. Erman veröffentlichte bereits eine geologische Karte, welche Kamtschatka umfasst, in Erman's Archiv f. wiss. Kunde v. Russl. 1842, II; im folgenden Bande trifft man die Beschreibung einiger Versteinerungen aus Kamtschatka von Girard.

84 Dittmar, Ein paar erläut. Worte zur geognost. Karte Kamtschatkas; Bull. Acad. St.-Pétersb. 1855, XIV, p. 241—250, Karte. — Prof. Kreutz in Krakau hat die Güte gehabt, mir ein Verzeichniss der von Prof. Dybowski auf Kamtschatka und den Commandeur-Inseln gesammelten Felsarten zu übersenden, und bemerkt darunter von Tigil (Kamtschatka) lichtgrauen, dichten, kieseligen Kalkstein, erfüllt mit Schalen von *Trochammina*, *Haplophragmium*, *Lagena* u. and. Rhizopoden.

85 Pumpelly, Geol. Researches etc., pl. VII; Lóczi L. A Khinai birodalom természeti Viszonyainak és Országainak Leirása; 8°, Budapest, 1886, p. 19.

86 Pumpelly, ebendas. p. 67 u. folg.

87 F. Freih. v. Richthofen, China, Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründeter Studien; gr. 8°, Berlin, I, 1877; II, Das nördliche China, 1882; IV, Paläontol. Theil, 1883; Atlas fol. I, 1885.

88 Richthofen ebendas. II, S. 637.

89 Richthofen erwähnt an mehreren Stellen noch eine ältere Richtung, welche im ältesten Gneiss kennbar sein soll; NO.—SW. ist das Streichen des gefalteten Glimmerschiefers, Urkalks u. s. w.

90 Zwei Fundorte stellt Dames der untersten Abtheilung des amerikanischen Potsdam-Sandstone gleich; die dritte entspricht nach dem Vorkommen der Gattung *Dorypyge* zunächst der *Quebec group* von Utah. Dames lässt nun die Frage offen, ob dieser Horizont zum Unter-Silur, oder mit Barrande zu den primordialen Ablagerungen zu rechnen sei. W. Dames, Cambr. Trilob. von Liautung; in Richthofen, China, IV, S. 33.

91 C. Gottsche, Geol. Skizze von Korea; Sitzungsber. Akad. Berlin, XXXVI, Sitzg. v. 15. Juli, 1886, 17 SS., Karte. Die Insel Mackau in dem SW. von Korea liegenden Archipel hat Guppy besucht; sie besteht aus Gneiss, Greisen und Quarzit; Notes on the Geol. of the Corean Archipelago; Nature, March 3, 1881, p. 417, 418.

92 Arm. David, Journal de mon trois. Voyage d'Exploration dans l'emp. Chin., 2 Bde., 8°, Paris, 1875.

93 Richthofen, Führer für Forschungsreisende; 8°, Berlin, 1886, S. 309, 310.

94 Tshe-kiang und Fu-kiang sind leider noch so gut wie unbekannt; Basset-Smith hat auf den Inseln dieser Küste granitische und felsitische Gesteine und steil gestellten Schiefer getroffen; dess. Notes on the Geol. of Part of the East. Coast of China; Nature, June 16., 1887, p. 163, 164.

95 Richthofen, China, II, S. 50 u. a. and. Ort. — Der Vulcan Pei-shan an den Quellen des Sungari scheint etwas O. von dieser Linie zu liegen; vgl. Proc. Geogr. Soc. London, 1886, VIII, p. 779. — Richthofen zieht hieher die von Wenjukow erwähnte vulcanische Eruption von Ujun-Choldongi von 1721—1722; dieses Gebiet liegt 25 Werst SO. von Mergen, am Flusse Nemer, unweit von dem bald zu erwähnenden Gebirge Dousse-Alin.

96 Richthofen, ebendas. II, S. 520 u. a. and. Ort.

97 J. Muschketow, Geol. Notizen über die Ost-Mongolei; Gornoi Journ., 1881, II, S. 80—98; mit einer geol. Karte der Route von Dolon-nor bis an den See Tarei.

98 Wenjukow, Die russ.-asiat. Grenzlande; deutsch von Krahmer; 8°, Leipzig, 1874, S. 187.

99 Kropotkin in E. Récluz, Nouv. Géographie univ., VI, gr. 8°, Paris, 1861, p. 813.

100 G. v. Helmersen in A. Th. v. Middendorf's Reise in d. äusserst. Norden und Osten Sibiriens, I, 4°, St. Petersburg, 1848, S. 219; Atlas Taf. XVII.

101 E. Récluz, am ang. Ort. p. 860.

102 Richthofen, Führer für Forschungsreisende, S. 605.

103 C. Grewingk, Beitr. z. Kenntniss der orogr. und geognost. Beschaffenheit der NW. Küste Amerikas mit den anliegend. Inseln; aus d. Verh. Min. Gesellsch., 8°, St. Petersburg, 1850, S. 215; Ed. v. Eichwald, Geogn. pal. Bemerkungen üb. d. Halbinsel Mangischlak und die Aleutischen Inseln, 8°, St. Petersb., 1871.

104 W. H. Dall, Alaska and its Ressources, 8°, Boston, 1870, p. 286; vgl. ferner Americ. Journ. Sc. 1868, 2. ser., XLV, p. 96—99, und 1876, 2. ser., XI, p. 242; C. A. White, On a small Collection of mesoz. foss. collected in Alaska by Mr. Dall, Bull. U. S. Geol. Surv. 1884, N° 4, p. 98—103; für den Yukon auch Krause, Zeitschr. f. Erdk., Berlin, 1883, XVIII, S. 348; Schwatka, Journ. Amer. Geogr. Soc. 1884, XVI, p. 374, u. a. and. Ort.

105 P. Fischer, Sur quelques Fossiles de l'Alaska, in A. L. Pinart, Voyages à la Cote Nord-Ouest de l'Amérique, 4°, 1875, I, p. 32.

106 O. Heer, Flora Foss. Alaskana, 4°, Stockholm, 1869 (aus d. Svensk. Akad. Handl.).

107 Dall, Note on Alaska tertiary deposits; Am. Journ. Science, 1882, 3. ser., XXIV, p. 67.

108 T. A. Blake, Topogr. and geol. features of the NW. Coast of America; Am. Journ. Sc. and Arts, 1868, 2. ser., XLV, p. 242—247.

109 J. S. Diller, Notes on the Geol. of N. California; Bull. U. St. Geol. Surv. 1886, N° 33, p. 373—387.

110 G. F. Becker, Notes on the Stratigr. of California; ebendas. N° 19, Washingt., 1885, p. 212; auch dess. Cretac. Metamorph. Rocks of California; Amer. Journ. Sc. 1886, 3. ser., XXXI, p. 348—357; für die paläont. Nachweise der Aucellen-Schichten C. A. White, On the Mesoz. and Cainoz. Palaeont. of California; ebendas. N° 15, 1885, p. 7—32.

111 E. Reyer, Zwei Profile durch die Sierra Nevada; Neu. Jahrb. f. Mineral. u. s. w., Beil. Bd. IV, 1886, S. 291—326, Karte.

112 Israel C. Russel, A geol. Reconnoissance in S. Oregon; IV. Ann. Report of the U. St. Geol. Surv. for 1882—1883, gr. 8°, 1884, p. 431—464, insbes. p. 442 u. folg. Die Versuche, aus dem Verhalten der Flüsse bestimmte Schlüsse auf die Fortdauer tektonischer Bewegungen zu ziehen, scheinen mir dermalen noch nicht zu überzeugenden Ergebnissen geführt zu haben, denn hier kommen Verschiebungen der Strandlinie in Betracht, welche von diesen tektonischen Bewegungen unabhängig zu betrachten sind; vgl. Jos. Le Conte, A Post-Tertiary Elevation of the S. Nevada shown by the River-beds; Am. Journ. Sc. 1886, 3. ser., XXXII, p. 167—181.

VIERTER ABSCHNITT.

Vergleichung der atlantischen und der pacifischen Umrisse.

Der atlantische Bau. — Der pacifische Bau. — Ihre Verschiedenheit. — Vertheilung der Inseln und Vulcane. — Ueberschiebung der Tiefe und Vervollständigung der mesozoischen Schichtfolge.

Der Inhalt der beiden vorhergehenden Abschnitte gestattet nun eine schärfere Erfassung des Unterschiedes, welcher zwischen den atlantischen und den pacifischen Küsten besteht.

Zu diesem Ende erinnern wir uns zuerst der fremdartigen Annäherung an eine symmetrische Anlage, welche sich in dem atlantischen Gebiete geltend macht.

Im Norden sieht man die keilförmige Scholle von Grönland. Im Westen wie im Osten folgt ein Meeresarm. Im Westen beginnt das Festland mit einem ansehnlichen Zuge von wahrscheinlich sehr altem Gneiss, welcher das westliche Ufer der Baffins-Bay und Davis-Strasse begleitet und bis in die Nähe der Belle-Isle-Strasse sich fortsetzt. Eine ähnliche Gneisskette bildet im Osten den grössten Theil der nordnorwegischen Inseln und Küste; sie scheint ihre Fortsetzung in dem Gneisszuge der äusseren Hebriden zu finden.

Innerhalb der Hebriden folgen die vordevonischen Ueberfaltungen des caledonischen Gebirgszuges; ich kenne nichts Aehnliches in Amerika.

Nun treffen wir im Westen auf den canadischen Schild mit flacher Lagerung und der seichten Pfanne der Hudsons-Bay, umgeben von einem Kranze von Glint-Seen. Im Osten liegt der baltische Schild mit derselben flachen Lagerung der paläozoischen

Schichten auf abradirten archaischen Falten und der seichten baltischen Pfanne, gleichfalls umgeben von einem Kranze von Glintseen. Die Umrandung des canadischen Schildes erreicht nur auf ganz geringem Raume, an der Belle-Isle-Strasse die Küsten des offenen Oceans, insoferne man einige flachgelagerte Schollen daselbst als eine Vertretung dieses Randes ansehen will. Der baltische Schild tritt gar nicht an den offenen atlantischen Ocean. Dagegen treten beide an das Eismeer, und der Coronation-Golf im Westen, wie Varangerfjord und in einem gewissen Grade der Golf von Onega tragen die Merkmale von Glintbusen.

Jenseits der Strasse von Belle-Isle folgt die zackige Riasküste von Neu-Fundland, Neu-Braunschweig und Neu-Schottland, an welcher die Falten der spätcarbonischen Gebirgszüge unter das Meer sinken. Diese Gebirgszüge sind gegen NW. und N. gefaltet und ihr Aussenrand ist durch das rechte Ufer des unteren S. Lorenzo und die Ostseite der Belle-Isle-Strasse bezeichnet. Der Golf von S. Lorenzo bildet die Grenze dieser Faltenzüge; die Insel Anticosti gehört nicht zu ihnen, sondern zu dem Rande des Schildes. Dieser Riasküste entspricht in Europa die Riasküste des in seiner Hauptanlage gleichfalls spätcarbonischen, jedenfalls vorpermischen armoricanischen Gebirgszuges, welche den Raum vom Shannon bis in die Nähe von la Rochelle in Anspruch nimmt. In diesen Gebirgszug sind der St. Georgs-Canal und der Aermel-Canal eingeschnitten. Das Gebirge ist gegen NO., N., endlich gegen NNW. gefaltet.

In Europa wird der südlich folgende Theil der atlantischen Küste eingenommen von dem Ausstreichen der Pyrenäen, welche wir mit den Alpen als eine in der Hauptsache dem Einsinken der vorpermischen Gebirgszüge nachgefolgte, in ihrem Verlaufe zum Theile von der Anlage dieser älteren Gebirge und der Stellung ihrer Bruchränder abhängige Bildung ansehen möchten. Die Ueberfaltung des Nordrandes scheint weniger ausgesprochen als in anderen Gebirgszügen Europas; gegen Westen, im nördlichen Spanien, erreicht er das Meer, aber dieser Aussenrand ist selbst in den Baskischen Gebieten eingebrochen (I, S. 374; II, S. 142). Dann tritt an die nordwestliche Küste Spaniens der Bruchrand jener in ihrer Art einzigen Schichtstellung, welche die asturische Mulde

bildet, und zwar so, dass die einzelnen Glieder dieser Mulde mehr und mehr senkrecht auf die Küste ausstreichen. Auch diese Mulde ist von vorpermischem Alter, und es gewinnt den Anschein, als würde sie sich in der raschen Umbeugung der betischen Cordillere bei Gibraltar wiederholen.

Die Zertrümmerung und der Wiederaufbau der Faltenzüge sind es, welche die Mannigfaltigkeit der westeuropäischen Küste erzeugen. In Nordamerika sind diese Vorgänge nicht eingetreten, und viel weiter im Süden als in Europa erscheint dort ein Mittelmeer, gegen den Ocean bogenförmig umgrenzt von den Antillen. In Europa ist es der eben erwähnte Bogen der betischen Cordillere, welcher dieselbe Stelle einnimmt.

Die Alleghanies und alle anderen Faltenzüge des östlichen N. America bis Neu-Fundland sind in einem vom atlantischen Meere abgewendeten Sinne gefaltet, und kehren diesem ihre Innenseite und die ältesten Felsarten zu. Die fortschreitende Erkenntniss des Baues der brasilischen Gebirge lässt immer deutlicher wahrnehmen, wie auch dort alles Gebirge seine Faltung vom atlantischen Ocean abwendet, in der Richtung gegen die Anden hin, so dass auch dort die innersten Zonen dem atlantischen Gebiete zugekehrt sind. Dabei streichen die Bogenstücke aus gegen Cap Corrientes und gegen Staten Island.

In West-Afrika kennen wir nicht das Ende des grossen Atlas; der Süden zeigt Tafelbrüche.

Mit Ausnahme der Cordillere der Antillen und des Gebirgsstückes bei Gibraltar, welche die beiden Mittelmeere umgrenzen, wird nirgends die Aussenseite eines gefalteten Gebirges bestimmend für den Umriss des atlantischen Meeres. Die älteren Faltenzüge von Maine bis Neu-Fundland kehren allerdings ihre Aussenseite dem unteren S. Lorenzo und der Belle-Isle-Strasse zu, wo sie aber das offene Meer erreichen, verschwinden sie unter demselben. Die Innenseiten von Faltenzügen, zackige Riasküsten, welche das Versinken von Ketten anzeigen, Bruchränder von Horsten und Tafelbrüche bilden die mannigfaltige Umgrenzung des atlantischen Oceans.

Derselbe Bau der Küsten tritt auch im indischen Ocean hervor, ostwärts bis an die Ganges-Mündungen, wo der Aussenrand der eurasiatischen Ketten das Meer erreicht. Der erythräische Graben, der Bruch der Quathlamba in Natal, wie jener der Sahyádri in Indien und der Bau von Madagascar, dessen Verwerfungen Cortese neuerdings beschrieben hat, deuten darauf hin, dass in diesem Gebiete die Tafelbrüche massgebend sind.[1] Nur im persischen Meerbusen gelangt ein Theil der iranischen Aussenzonen an das Meer.

Die Westküste Australiens zeigt gleichfalls atlantischen Bau. Aus der Anlage der Faltenzüge wissen wir, dass diese ihre Convexität der pacifischen Seite zukehren, und der Vergleich mit Südamerika hat gelehrt, dass von dem australischen Festlande bis gegen Neu-Seeland und wohl auch bis Neu-Caledonien ein mehr oder minder concentrisches und gegen die pacifische Seite hin gewendetes Faltensystem vorhanden ist. Wir befinden uns daher an der australischen Westküste in analoger Lage wie an der Ostküste Brasiliens.

Die pacifischen Umrisse mögen der Uebersicht halber in fünf Theile getrennt werden.

Den ersten Theil bildet der Bogen der Aleuten. Während den Norden des atlantischen Oceans die archaische Masse von Grönland auszeichnet, tritt hier der geschwungene Inselbogen der Aleuten auf, in seinen gefalteten mesozoischen Ablagerungen und der Zone thätiger Vulcane den vollen Gegensatz der Structur versinnlichend. Die Schaarungswinkel der Bogen im nordpacifischen Ocean erinnern sofort an die Vertheilung der Gebirgsketten in Indien (I, S. 591).

Der zweite Theil besteht aus der Westküste Nordamerikas von der Bucht von Kenai bis an die mexicanische Küste. Die Queen-Charlotte-Inseln werden von den canadischen Geologen als eine äussere Kette der Cordilleren angesehen.

Der dritte, südamerikanische Theil beginnt in Guatemala, wo die Cordillere der Antillen quer über Mittelamerika streicht, ist im Busen von Arica durch eine Schaarung getheilt und setzt sich in einem südlichen Bogen über Cap Hoorn hinaus fort. Dieser Theil ist durch die Küsten-Cordillere ausgezeichnet, deren Schicht-

folge erst mit dem Neocom zu beginnen scheint, und welche in so vieler Beziehung an die Küstenketten Californiens, auch an die Zusammensetzung der Nikobaren und Andamanen erinnert.

Den vierten Theil bilden die ostasiatischen Bogen, welche wir in mehreren ihrer wichtigsten Stücke als die zurückgebeugten Enden der innerasiatischen Hochgebirgsketten erkannt haben und welche nicht als selbständige Bogen neben einander schaaren, sondern hinter einander liegen, als der Abschluss gleichsinnig gefalteter Ketten desselben Systems. Der grosse malayische Bogen bezeichnet den südlichen Rand dieses Theiles. Timor und Sandelbosch liegen ausserhalb desselben; über die etwaige Zutheilung dieser beiden Inseln zu dem australischen Gebiete lässt sich dermalen nicht entscheiden.

Als der fünfte Theil sind die australischen Ketten sammt Neu-Seeland und Neu-Caledonien anzusehen. Es ist bereits Gelegenheit gewesen, die australischen Gebirgszüge von Flinders und Adelaide Range bis an die Ostküste mit den meridionalen Sierren im Westen von Córdoba zu vergleichen. Der Mangel der mitteltertiären Ablagerungen an der ganzen Ostküste Australiens und von Van Diemensland, im Gegensatze zu ihrer reichen Entwicklung an der australischen Südküste und in der Bassstrasse führt zu der Vermuthung, dass vor der Ostküste erst in später Zeit das Land zu der grossen Tiefe versenkt wurde, welche jetzt dort zu treffen ist.

Nun sollte wohl ein weiterer sechster, antarktischer Theil zum Abschlusse der pacifischen Umrandung angeführt werden, aber die zur Verfügung stehenden Nachrichten über das antarktische Gebiet sind zu lückenhaft, um mir irgend ein bestimmteres Urtheil zu gestatten. Die Anschaarung eines ausserhalb der australischen Anlage streichenden Bogenstückes an die Südseite von Neu-Seeland (II, S. 183, Fig. 16) ist vielleicht eine Andeutung nach dieser Richtung. Für die südlicheren Breiten hat H. Reiter aus den Beobachtungen der Reisenden gemeint entnehmen zu können, dass die dem pacifischen Meere entsprechenden und die noch etwas weiter gegen Ost gelegenen Strecken, nämlich von den Balleny-Inseln und Victoria-Land bis zu den Süd-Orkneys, nach pacifischem, die anderen Strecken aber nach atlantischem Typus gebaut seien.

Es ist möglich, dass diese Vermuthung einstens durch neue Entdeckungen bestätigt werden wird.[2]

Mit Ausnahme eines Stückes der mittelamerikanischen Küste in Guatemala, an welcher die umschwenkende Cordillere der Antillen abgesunken ist, werden alle genauer bekannten Umgrenzungen des pacifischen Oceans durch gefaltete Gebirge gebildet, deren Faltung gegen den Ocean gerichtet ist, so dass ihre äusseren Faltenzüge entweder die Begrenzung des Festlandes selbst sind, oder vor demselben als Halbinseln und Züge von Inseln liegen.

Kein gefaltetes Gebirge wendet dem pacifischen Meere seine Innenseite zu; kein Tafelland tritt an den offenen Ocean heraus.

In dem atlantischen Gebiete entspricht die Pfanne der Hudsons-Bay auf dem canadischen Schilde der Pfanne der Ostsee und des bottnischen Busens auf dem baltischen Schilde. Die unregelmässigen Meerestheile um den Lorenzo-Golf, zwischen den Riasküsten des alten Faltengebirges von Neu-Braunschweig, Cap Breton und Neu-Fundland zeigen eine ähnliche Lage wie der Canal la Manche, welcher die armoricanischen Falten kreuzt. Der grosse Einbruch des Vorlandes der Antillen, welchen der Golf von Mexico füllt, hat kein Seitenstück auf dem durch die wiederholte Bildung der Gebirgsketten beeinflussten europäischen Gebiete; das Caraïbische Meer nimmt die Stelle des Mittelmeeres ein, so ferne man nicht vorzieht, es mit der asturischen Mulde zu vergleichen.

Die vulcanischen Inseln stehen in Gruppen, wie die Azoren, die Canarischen Inseln und jene des grünen Vorgebirges, oder auf geraden Linien, wie im Golf von Guinea, in Fortsetzung des Camerungebirges. Auf gerader Linie stehen auch die Korallenbauten der Lakkadiven und Malediven bis zu den Chagos. Vulcane auf Bogenlinien treten nur an einer jener beiden Strecken auf, an welchen der pacifische Typus in das atlantische Gebiet eingreift, nämlich in den Antillen.

Kerguelen besteht nach den Untersuchungen von Studer, Moseley und Renard aus wiederholten Uebergüssen vorwaltend basischer Laven.[3] Die Decken erheben sich in grossen Staffeln

über einander; die Trachyte und Phonolite scheinen älter zu sein als die Basalte. Zwischen den basischen Ergüssen sieht man an einigen Stellen lignitische Zwischenlagen, auch solche mit grossen Coniferenstämmen, muthmasslich alte Waldbestände, welche zugleich zeigen, dass Kerguelen der Rest eines grösseren Festlandes ist und dass die Ergüsse nicht unter dem Meere stattgefunden haben. Diese Aehnlichkeit mit den Faroër-Inseln und mit Island ist bemerkenswerth.

Für das pacifische Gebiet und insbesondere für den eurasiatischen Theil desselben ist dagegen die bogenförmige Anlage mit den bogenförmig abgegrenzten Rückmeeren bezeichnend. Man mag wohl den Meerestheil nördlich von Candia und Cypern als einen Vertreter der ostasiatischen Rückmeere ansehen; der Golf von Pegu ist ein zweites Beispiel und unter verschiedenen Formen wiederholt sich die Erscheinung bis zum Berings-Meere. Weniger ausgeprägt ist sie an der amerikanischen Westküste. Der innerhalb der Queen Charlotte-Inseln liegende Meerestheil ist überhaupt nur unvollkommen umgrenzt. Die Bucht von Californien in der Fortsetzung des Thales von S. Joaquin und des Sacramento, sowie die Bucht von Corcovado in der Fortsetzung des chilenischen Längenthales, beide durch das Streichen der Gebirgsketten scharf vorgezeichnet, sind von den ostasiatischen Rückmeeren ziemlich verschieden. Sie liegen auch nicht im Rücken der Cordilleren, sondern zwischen der Küstenkette und der Hauptcordillere, nur im Süden ganz in der Küstenkette, und wiederholen sich in wenig abgeänderter Gestalt in der Schelechow-Meerenge und Kenai-Sund.

Die bogenförmigen Züge, welche die Umgrenzung Eurasiens und insbesondere Ostasiens auszeichnen, zeigen in ihren bogenförmigen Anlagen alle Uebergänge von einer geschlossenen Cordillere mit einer Vulcanreihe an der Innenseite, wie Italien, oder auf der Innenseite und im Streichen der Cordillere selbst, wie in Nord- und Süd-Japan, oder einer Cordillere, welche am Meere abbricht, nur in einer Inselkette fortgesetzt, während die Vulcane der Innenseite aus dem Meere aufragen, wie die Aussenkette von Pegu (Küste von Arrakan, Nikobaren, Andamanen mit Puppá doung, Chouk talon, Barren Island und Narkondam an der Innenseite), oder ohne sichtbare Anheftung an das Festland, mit einer Reihe

von Trümmern der Cordillere als Aussenbogen und vulcanischen Bergen als Innenbogen, wie an den Liu-Kiu, oder den vulcanischen Bogen mit ganz geringen Trümmern der Cordillere, wie in Java, oder den ledigen vulcanischen Bogen, wie in den Kurilen, soferne nicht Ost-Kamtschatka ein Stück der Cordillere der Kurilen ist.

Aehnlich verhält es sich mit den äusseren australischen Bogen. Wenn man Dana's Auffassung der Streichrichtungen der polynesischen Inseln folgen will, mag man sogar nicht nur Neu-Caledonien sammt der Lousiade-Gruppe, sondern auch die Loyalty-Inseln und die ganze Zone der Neu-Hebriden, die Salomons-Inseln, Neu-Irland und die Admiralitäts-Gruppe als äussere Bogen des australischen Gebietes auffassen.

Welches nun auch die wahren Beziehungen dieser Inselketten zu den australischen Gebirgszügen sein mögen, ist doch sicher, dass weiter gegen den Ocean hinaus die Lage der Inseln mehr und mehr aus den Bogen sich löst. Im Osten, an der Westküste Mittel-Amerikas tritt, wie gesagt, der einzige Fall ein, in welchem ein Faltengebirge an der pacifischen Küste quer absinkt. Es ist die Cordillere der Antillen, deren Aehnlichkeit mit den südamerikanischen Cordilleren bekannt ist. Gerade dort, wo etwa die bogenförmige Fortsetzung dieser Kette zum Anschlusse an die südamerikanischen Hauptketten vermuthet werden möchte, liegen die Galápagos, eine Gruppe vulcanischer Inseln von ähnlicher gruppenförmiger Anordnung, wie man sie sonst im atlantischen Gebiete sieht (I, S. 691).

Wir haben das Wort Richthofen's angeführt, dass ‚gewisse Thatsachen auf eine Umrandung des pacifischen Beckens durch Staffelbrüche grössten Massstabes hindeuten'.[4] Drasche meinte, es wäre geologisch richtig, wenn man die Westgrenze des pacifischen Oceans ausserhalb der eben beschriebenen Inselkränze ziehen würde, von Kamtschatka über Japan u. s. w., endlich von Neu-Seeland über Auckland, Macquarie nach dem antarktischen Victoria.[5] In jedem Falle ersehen wir, wie der pacifische Vulcanenkreis sich in eine Anzahl von Bogen auflöst. Viele Bogenstücke stehen innerhalb der Trümmer einer Cordillere, andere, wie namentlich die südamerikanischen Riesenvulcane, stehen auf den Cordilleren selbst. Ebenso können wir nun deutlich entnehmen,

dass die Ansicht, als würden gefaltete Gebirge durch den Rand einer sinkenden Mulde oder Geosynclinale gleichsam landeinwärts geschoben und auf diese Art die Faltenzüge gebildet, keineswegs in der Natur begründet ist. Es gibt auf der Erde keine grössere Geosynclinale als die pacifische, und die Gebirgszüge sind nicht von ihr abgewendet, sondern sie kehren sich ihr zu, als ein grosses Beispiel der Regel von der Ueberschiebung der Tiefen (I, S. 187).

Dieses Heranrücken der Faltenzüge an die pacifischen Ränder ist im nördlichen wie im südlichen Amerika begleitet von einem allgemeinen Gefälle des Festlandes nach der entgegengesetzten, atlantischen Seite, und die unverhältnissmässig grössere Menge des Niederschlages wird von diesen beiden Continenten nach der atlantischen Seite abgeführt. Dasselbe gilt, wenn auch nicht in so ausgesprochener Weise, für die anderen Festländer. A. v. Tillo hat eine von Cap Hoorn längs der amerikanischen Westküste zur Beringsstrasse und von dort mitten durch Asien über die Syrische Küste, östlich vom Nil zum Cap der guten Hoffnung laufende Linie als die ‚Hauptwasserscheide der Erde' dargestellt.[6] Man hat noch Arabien und Indien einzubeziehen in das Gebiet der nach atlantischem Typus gebauten Küsten, um das ausserordentliche Uebergewicht an süssem Wasser zu ersehen, welches diesen Küsten zukömmt.

Endlich mag hier vorgreifend eines wichtigen Merkmales der pacifischen Küsten Erwähnung gethan werden. Dies ist die Vervollständigung der marinen mesozoischen Schichtenreihe, welche man wahrnimmt, wenn man sich den pacifischen Küsten nähert. An den atlantischen Küsten sieht man dies nicht. Diese für die Geschichte der Meere wichtige Thatsache wird aus den nachfolgenden Abschnitten hervortreten.

Anmerkungen zu Abschnitt IV: Vergleichung der atlantischen und der pacifischen Umrisse.

[1] E. Cortese, Osservaz. geognost. sul Madagascar; Boll. Com. Geol. 1887, p. 129 bis 134 und 181—191.

[2] H. Reiter, Die Südpolarfrage und ihre Bedeutung für die genetische Gliederung der Erdoberfläche; 8°, Weimar, 1886; 34 SS., Karte.

[3] Th. Studer, Geol. Beob. auf Kerguelens Land; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1878, XXX, S. 327—350, Karte; H. N. Moseley in Challenger, I, p. 184—215; A. Renard, Notice sur la géol. de l'île de Kerguelen; Bull. Mus. Hist. nat. Bruxelles, 1886, IV, p. 223 bis 272.

[4] F. v. Richthofen, Führer, S. 605. Es mag hier erwähnt sein, zu wie übereinstimmenden Darstellungen der continentalen Ränder überhaupt z. B. Ch. Vélain, Les Volcans, 8°, Paris, 1884, p. 126, Fig. 42 und 43, und Joh. Walther, Ueb. den Bau der Flexuren an den Grenzen der Continente; Jena'sche Zeitschr. f. Naturw. 1886, N. Folge, XIII, Taf. XII, Fig. 3, gelangt sind. Letzterer betont noch insbesondere die Scrope'sche Ansicht von dem Vorwiegen der Eruptionen in den nach abwärts convexen Theilen.

[5] R. v. Drasche, Ueber paläoz. Schichten auf Kamtschatka und Luzon; Neu. Jahrb. f. Min. 1879, S. 265—269.

[6] Alex. v. Tillo, Ein Wort über die Hauptwasserscheide der Erde; Peterm. Geogr. Mitth. 1887, S. 101.

FÜNFTER ABSCHNITT.

Paläozoische Meere.

Einleitung. — Die abyssische Region. — Cycla. — Mächtigkeit der Sedimente. — Das nordatlantische Festland. — Obere Grenze des Silur. — Gleichförmigkeit der mitteldevonischen Transgression. — Das Carbon. — Paralische Flötze. — Wechsel von Flötzen und marinen Bänken. — Transgression des Kohlenkalkes. — Das Perm. — Gondwána-Land. — Rückblick.

Die Aufgabe der nachfolgenden drei Abschnitte ist nicht eine vollständige Uebersicht der Ergebnisse der stratigraphischen Geologie. Der Ausgangspunkt all' der verschiedenen Theorien, welche sich auf Veränderungen des Festlandes oder der Meere beziehen, ist seit dem Alterthume die merkwürdige Thatsache gewesen, dass man mitten im Lande die Conchylien oder Fische des Meeres antrifft. Dieses war das Räthsel, um dessen Lösung man sich bemühte, und nun handelt es sich darum, auf Grund der Erfahrungen, welche uns die Stratigraphie zur Verfügung stellt, neuerlich zu prüfen, ob die Umstände, unter welchen in der Vorzeit Ueberfluthung und Trockenlegung eintraten, von solcher Art gewesen sind, dass sie zu ihrer Erklärung der Theorie von den säcularen Schwankungen der Continente bedürfen oder ob sie im Gegentheile auf diesem Wege nicht zu erklären sind. Dabei soll die wiederholte wechselnde Ausbreitung der Meere und zugleich die verschiedenartige Beschaffenheit der Sedimente betrachtet werden.

In der ersten Richtung wird sich die Gelegenheit ergeben, um die am Schlusse des vorhergehenden Abschnittes angeführte Erfahrung genauer darzulegen, dass von den Festländern gegen den pacifischen Ocean hin die mesozoische Serie ringsum sich

vervollständigt. In der zweiten Richtung wird in der Carbonformation die Bildung der Kohlenflötze näher zu besprechen sein, zu deren Erklärung man keinen Anstand genommen hat, ein dutzendmaliges oder noch viel oftmaligeres Auf- und Abschwanken des festen Landes vorauszusetzen. In der mesozoischen Zeit und der Neuzeit soll die Beschaffenheit der Kalksteingebirge in Betracht gezogen werden.

Demnach wird die Behandlung des Stoffes eine sehr ungleichartige sein und werden nur solche Erfahrungen ausgewählt werden, welche für die hier vorgesteckte Frage von Bedeutung sind.

Die Erforschung der Vergangenheit der Meere sollte allerdings ausgehen von der Kenntniss ihres heutigen Zustandes. Diese Kenntniss ist aber sehr mangelhaft. Die in der neueren Zeit zur Erforschung der tiefen Regionen der Weltmeere ausgerüsteten Unternehmungen haben so viele und so unerwartete neue Thatsachen gelehrt, dass leicht zu entnehmen ist, es sei die Schwelle zu den grossen Entdeckungen auf diesem Gebiete kaum noch überschritten. Während aber diese Arbeiten mit Schwierigkeiten aller Art verbunden sind und es ihnen doch nur gelingt, da und dort in grossen Entfernungen eine vereinzelte Sonde zur Tiefe hinabzusenden, bieten die Abhänge unserer Gebirge in zahlreichen Aufschlüssen die mächtig gehäuften Erzeugnisse der verschiedenen Tiefen früherer Meere sammt den Resten der Thiere, von welchen sie belebt waren, dem Auge dar.

Man unterscheidet in der Regel unter diesen Bildungen früherer Meere solche, die durch Abdampfung aus Lösung gefällt werden, wie z. B. Gyps und Kochsalz, dann klastische, d. i. solche, die auf mechanischem Wege vertragen und zu Boden gesunken sind, wie z. B. Sand und Schlamm, endlich organogene Bildungen, welche, wie etwa die Korallenriffe, von lebenden Wesen aufgebaut wurden. Neben diesen drei Gruppen werden wir sofort zwei weitere Vorkommnisse nennen. Sie verhalten sich beide wie klastische Bildungen, aber ihr Material stammt nicht, wie man bei klastischen Ablagerungen anzunehmen pflegt, vom festen Lande, sondern aus der Tiefe des Meeres selbst. Dies sind erstens die vulcanischen Aschen und Auswürflinge, welche in der Tiefe dem Schoosse der Erde entsteigen und in der Tiefe ausgestreut zu Boden sinken,

und zweitens die todten Trümmer der Harttheile von Organismen kalkiger oder kieseliger Beschaffenheit, wie Radiolarien, Globigerinen, Muscheltrümmer u. A., welche als ein organogener Grus beträchtlichen Antheil an den sichtbaren Sedimenten früherer Meere nehmen.

Die Zusammensetzung der Salzflötze und der mineralischen Verbindungen, von welchen sie begleitet sind, zeigt, dass die von den früheren Meeren in Lösung gehaltenen mineralischen Stoffe dieselben waren, welche in den heutigen Meeren gelöst sind. Sobald man aber diese Bildungen verdampfender Lagunen oder abgetrennter Meerestheile verlässt und sich zu den Tiefen der Oceane wendet, mehren sich die Schwierigkeiten des Vergleiches.

Von einer gewissen Tiefe an, welche gegen die Pole hin abnimmt, herrscht in den heutigen Meeren bis zum Grunde hinab eine beständige Temperatur. Die Sonne dringt nicht in diese abyssischen Gebiete; es fehlen die Mannigfaltigkeiten des Tages- und des Jahreswechsels und die Verschiedenheiten der geographischen Breite. Dasselbe Klima gilt für die Tiefen aller Oceane, und eine gleichförmige Thierwelt breitet sich durch dieselben aus, je nach der Tiefe nur verschiedenem Drucke ausgesetzt. So mochte es geschehen, dass, wie Wyville Thomson berichtet, die Schleppnetze des ‚Challenger' unterhalb 500—600 Faden im Indischen und im Australischen Ocean bis an den südlichen Polarkreis, im südlichen wie im nördlichen pacifischen Ocean und in verschiedenen Theilen des atlantischen Oceans dieselben wesentlichen Züge der Fauna herauf brachten.[1]

Erst in den höheren Zonen erscheint die Mannigfaltigkeit der Beleuchtung und Erwärmung; der Unterschied der Klimate macht sich geltend und die zoologischen Provinzen grenzen sich ab. Es steigert sich gegen den Strand die Vielgestaltigkeit der äusseren Lebensverhältnisse und zugleich jene der lebenden Gestalten, und jenseits des Gürtels der Gezeiten, auf dem trockenen Lande, wo die Strahlen der Sonne nur das Luftmeer zu durchdringen haben und wo die Lunge an die Stelle der Kiemen getreten ist, erreicht nicht nur die Mannigfaltigkeit, sondern auch die Wandelbarkeit der äusseren Lebensbedingungen das höchste Mass. So begreifen wir nun leichter als zuvor die ausserordentlich weite Verbreitung,

welche gewissen marinen Bevölkerungen der Vorzeit zukommt, und ebenso verständlich ist es, dass auf trockenem Lande und in den höheren Zonen des Meeres durch veränderte Lebensverhältnisse eine Verschiebung der Faunen oder auch der Untergang derselben herbeigeführt werden mag. Aber um so schwerer wird nun die Thatsache zu erklären, dass diese weltweite, keinen Verschiedenheiten der Temperatur unterworfene, örtlichen Verschiebungen kaum ausgesetzte abyssische Thierwelt gleichfalls Aenderungen unterworfen gewesen ist.

Es zerfällt demnach die Gesammtheit der belebten Welt, welche die Biosphäre bildet, nach ihren Wohnstätten in zwei Hauptgruppen, nämlich in eine erste, welche unter dem Einflusse der Sonne steht, und eine zweite, welche diesem Einflusse entzogen ist. Die erste wieder theilt sich in die Bewohner des Landes, der süssen Wässer und der insolirten Zonen des Meeres; die zweite Gruppe ist der abyssische Kreis von lebenden Wesen.

Das Fehlen des Sonnenlichtes in irgend einem belebten Gebiete, sei es einer Höhle, oder der Tiefe eines Binnensees oder dem Grundwasser in Brunnen oder endlich der Tiefe des Oceans, prägt sich auf das Auffallendste bei den verschiedenartigsten Abtheilungen des Thierreiches in der Umbildung oder Rückbildung des Auges aus. Sehr viele Thiere der abyssischen Regionen sind blind; viele Trilobiten der untersilurischen und insbesondere der primordialen Meere sind es auch, und man hat bereits zu wiederholten Malen diese Uebereinstimmung angedeutet; die Sachlage ist aber eine so eigenthümliche, dass sie verdient, durch einige Beispiele erläutert zu werden.

Die blinde *Cecidotaea stygia*, ein kleiner Arthropode, welcher in den nordamerikanischen Höhlen lebt, ist nahe verwandt dem ausserhalb der Höhlen lebenden, sehenden *Asellus communis* und gleicht einem schlanken, ärmlich ausgestatteten, erblindeten *Asellus*. Das Thier kann zur Zeit, als die Flussterrassen in den Thälern der Vereinigten Staaten gebildet wurden, diese Höhlen noch nicht bewohnt haben. Nun zeigt Packard, dass der Sehnerv sammt dem Ganglion bei allen von ihm untersuchten Individuen von *Cecidotaea* völlig fehlt, dass aber dennoch bei einzelnen Individuen äusserlich noch ein kleiner dunkler Fleck auftritt, welcher unter

dem Mikroskop sich als ein höchst rudimentärer Rest des Auges darstellt. Der Mehrzahl der Individuen fehlt jede solche Spur.[2]

Die blinde Gammariden-Gattung *Niphargus* erscheint in den Höhlen von Krain, ebenso im Grundwasser vieler Brunnen, und Forel hat sie in den Tiefen des Genfer und des Neuenburger Sees getroffen. Nun hat Humbert die Meinung aufgestellt, dass die in den Schweizer Seen lebenden Arten nicht aus einer Umgestaltung etwa des sehenden *Gammarus pulex* hervorgegangen seien, sondern der Einwanderung von Bewohnern des Grundwassers in den See ihre Entstehung verdanken.[3]

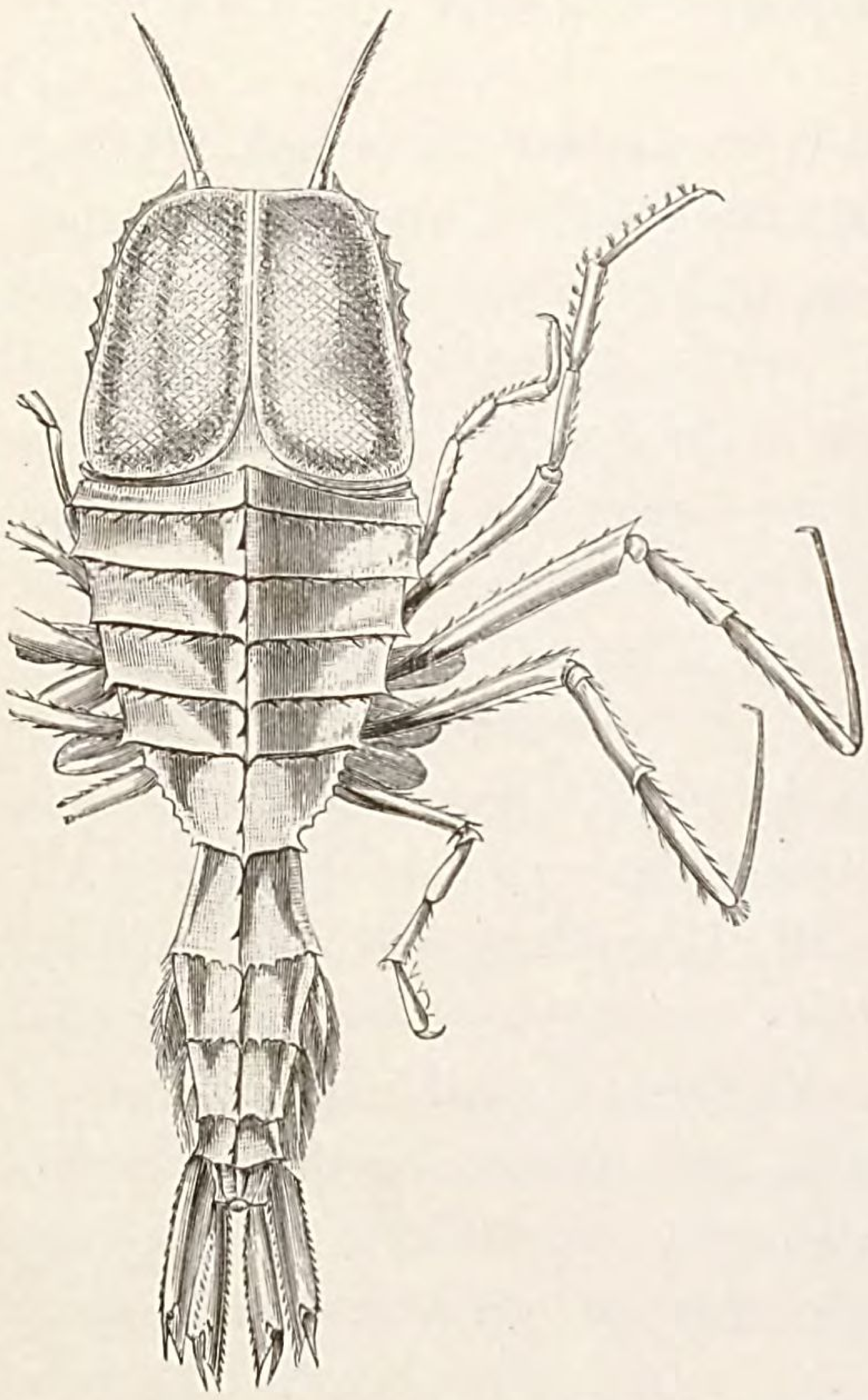


Fig. 18. *Cystisoma Neptunus* Guér.-Ménev. (Nach Willemoes-Suhm.)

Nat. Grösse; Atlantischer Ocean ausserhalb Cap St. Vincent, lat. 35° 47', long. 8° 23', in 1090 Fad.

Für eine solche Wanderung kleiner Thiere im Grundwasser sprechen aber zahlreiche andere Vorkommnisse, welche für die Erklärung der isolirten Faunen der Binnenseen von hoher Bedeutung sind, und nun bleibt die Frage offen, ob die amerikanische *Cecidotaea stygia* nicht, bevor sie die Höhlen bewohnte, und noch vor der Zeit der Flussterrassen schon eine Bewohnerin des Grundwassers gewesen ist.

Der neuseeländische Frostfisch, *Lepidopus caudatus,* welcher sehr grosse Augen hat, wurde von Lendenfeld als ein Tiefseefisch beschrieben. Die Wanderung eines Bewohners der höheren Zonen hinab in die finstere Tiefe vollzieht sich nach Lendenfeld's Meinung nur langsam und durch viele Generationen. War das Auge ursprünglich gut gebaut, so wird es sich langsam vergrössern; war es aber ein schwaches Auge, oder erfolgte die Veränderung des Wohnsitzes zu rasch um die Anpassung

zu ermöglichen, so wird Verkümmerung und Erblindung die Folge sein.[4]

Man trifft nicht nur an der oberen Grenze des abyssischen Gebietes, sondern auch bis zu grossen Tiefen hinab neben vielen völlig blinden Thieren einzelne mit wohl ausgebildeten Augen, aber da und dort auch solche Gestalten, die deutlich erkennen lassen, wie das Auge sich erweitert hat. *Cystisoma Neptunus* (Fig. 18) mit Augen, welche sich auf der Mittellinie berühren, lebt im atlantischen Ocean in grossen Tiefen, wurde jedoch mehrmals bei Nacht an der Oberfläche des Meeres gefischt und scheint jener zahlreichen Gruppe pelagischer Thiere anzugehören, welche bei Nacht an die Oberfläche kommen und den Tag in der Tiefe zubringen. Noch bezeichnender für diese Vorgänge ist der von Willemoes-Suhm beschriebene Schizopode *Petalophthalmus armiger* (Fig. 19), welcher an den Augenstielen blasenförmige Auftreibungen trägt, die aus Chitin bestehen und keine Spur einer Augenstructur erkennen lassen. Das Auge ist durch Erweiterung zu Grunde gegangen.[5]

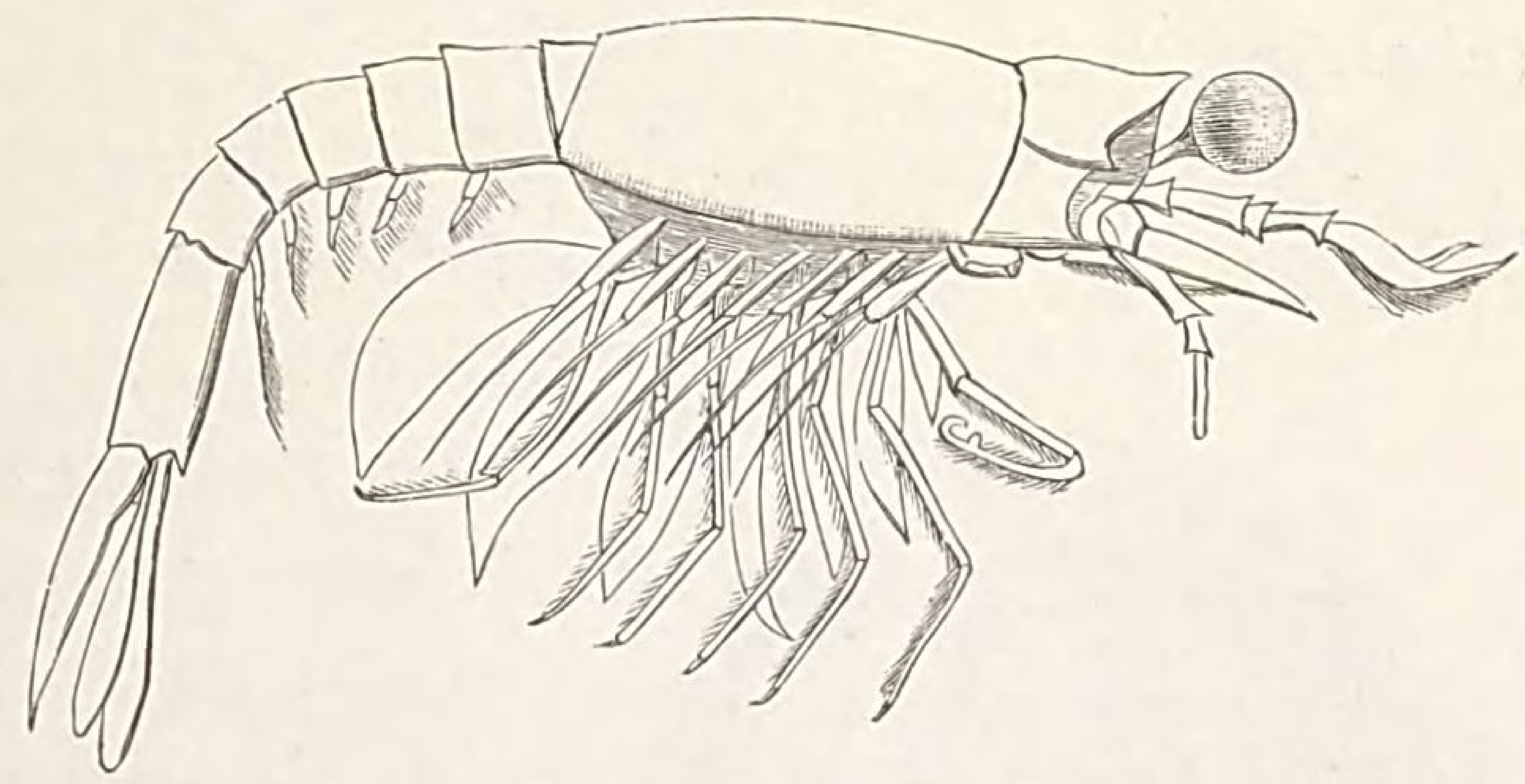


Fig. 19. *Petalophthalmus armiger* Will.-Suhm. (Nach Willemoes-Suhm.)

2 mal nat. Grösse; zwischen Cap Palmas und St. Paul in 2500 Fad.; 170 Seemeil. O. von St. Paul in 1500 Fad.; ferner lat. 35° 41′ S., long. 20° 55′ W., etwa 400 Seemeil. W. von der Tristan d'Acunha-Gruppe in 100 Fad.

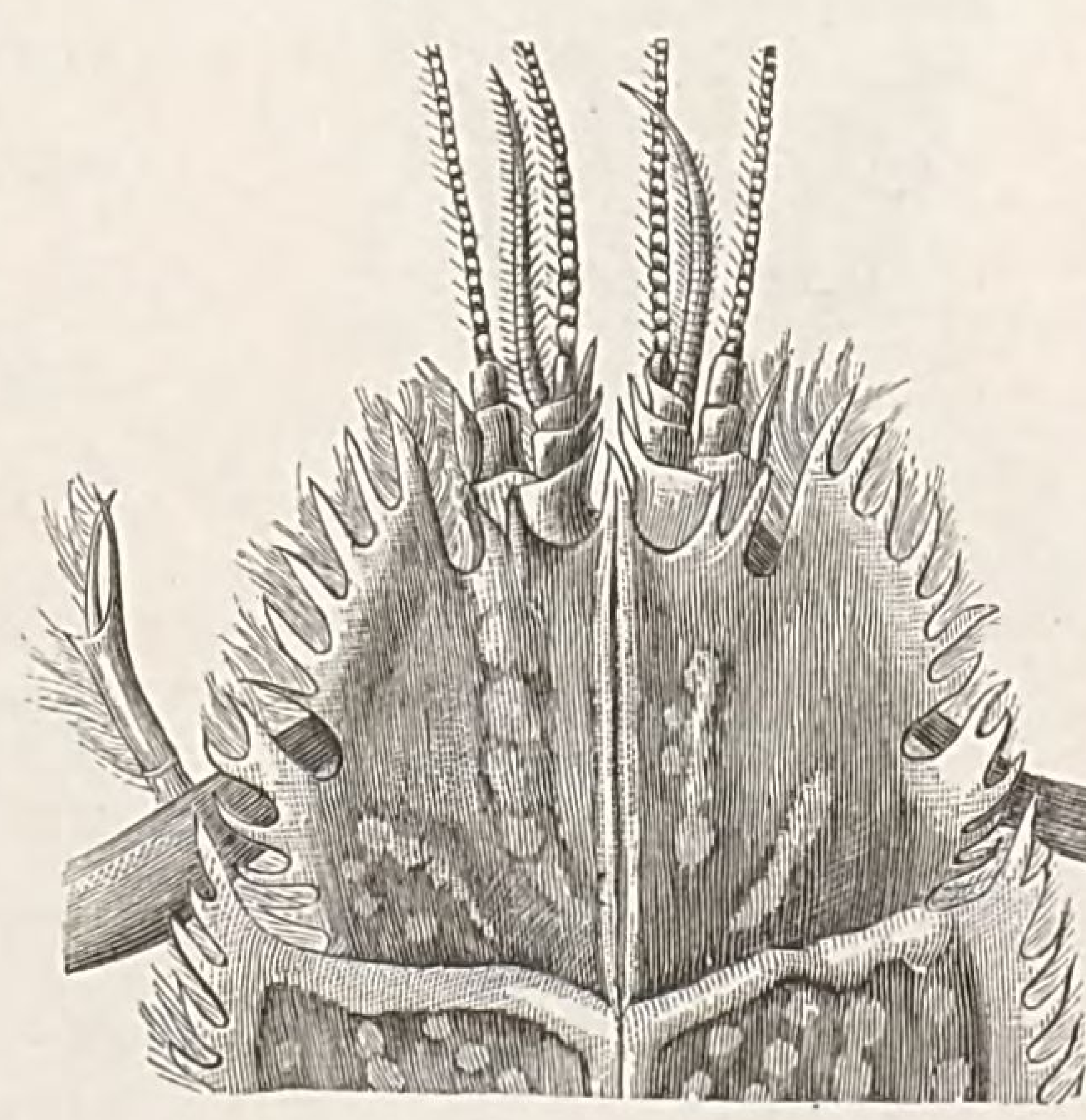


Fig. 20. *Polycheles crucifera* Will.-Suhm. (Nach Willemoes-Suhm.)

4 mal nat. Grösse; 450 Fad.; Sombrero, W. Ind.

Polycheles und *Willemoesia* stehen der jurassischen Gattung *Eryon* nahe; beide sind Bewohner der Tiefen, und die letztere Gattung wurde sowohl im atlantischen als im pacifischen Ocean

in 1900 Faden angetroffen. Beide Gattungen haben so kleine und verborgene Augen, dass man sie durch längere Zeit nicht kannte, aber Spence Bate berichtet, dass in den ersten Stadien der Entwicklung der Embryo von *Willemoesia* Gesichtsorgane besitzt, welche nach dem gewöhnlichen Crustaceentypus gebaut sind[6] (Fig. 20).

Nun wollen wir uns den Beobachtungen über die Augen der Trilobiten zuwenden, welche von Barrande lange bevor die heutigen Kenntnisse von der Tiefseefauna vorlagen, gemacht worden sind und deren Bedeutung jetzt hervortritt.

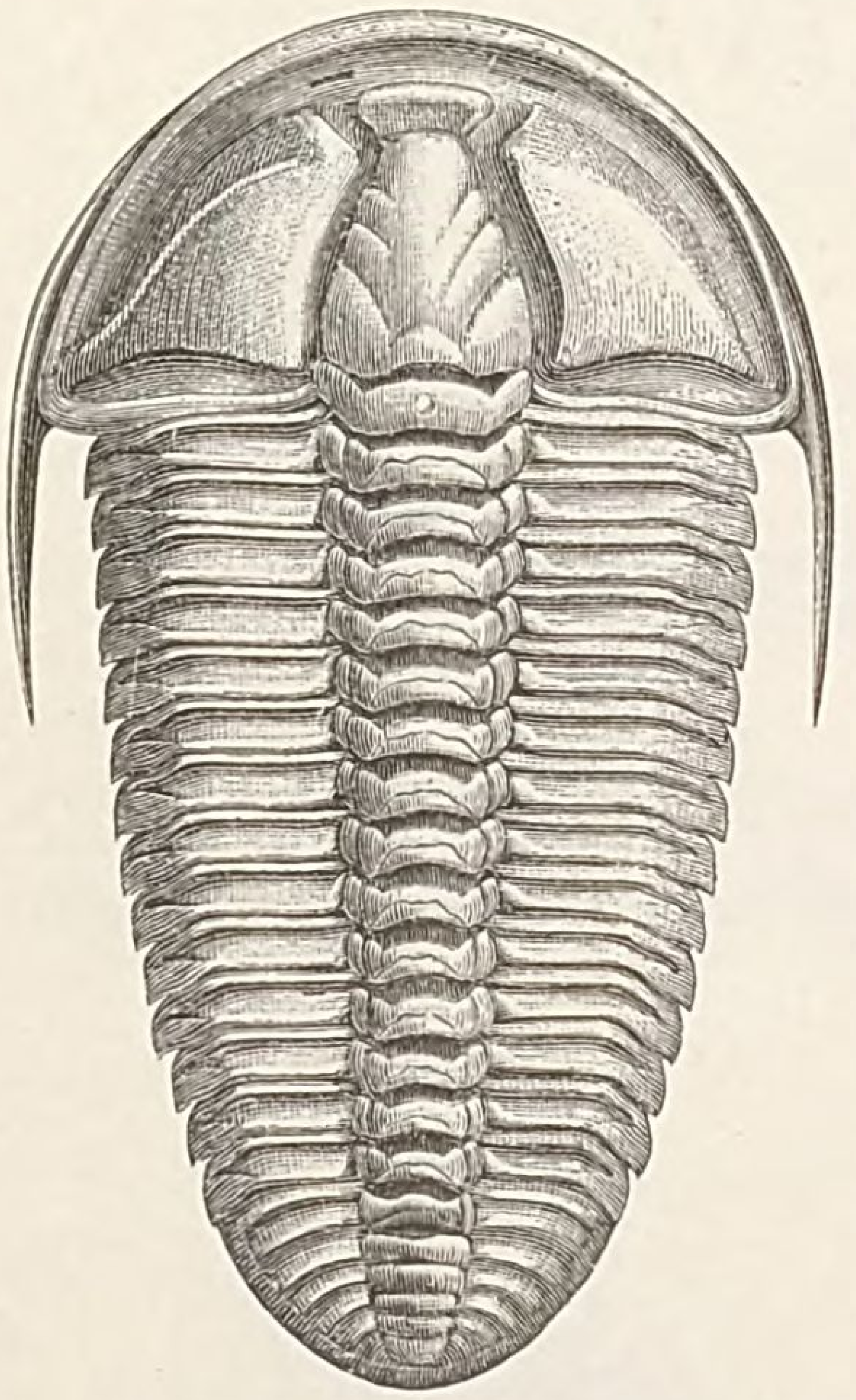
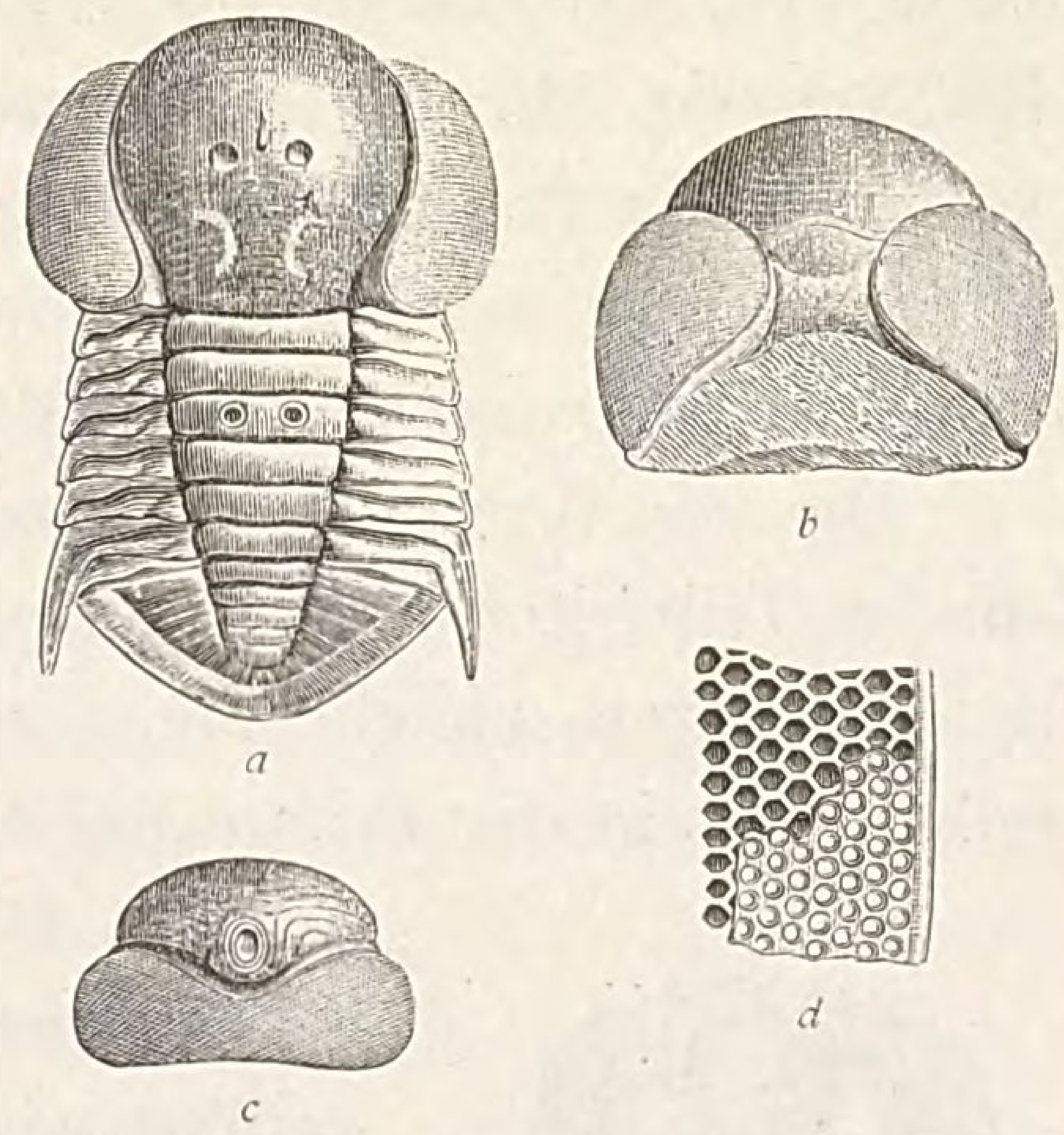


Fig. 21. *Conocephalites Sulzeri* Schloth. (Nach Barrande.) Primordialstufe; Ginetz, Böhmen; blind.

Im Jahre 1872 fasste Barrande seine damaligen Erfahrungen über die Augen der Trilobiten zusammen und die Ergebnisse waren die folgenden.[7]

Es sind unter den böhmischen Trilobiten sechs Gattungen, welche nur blinde, und sechs, welche blinde und neben denselben auch mit Augen versehene Arten umfassen. Die erste oder Primordialfauna umfasst unter 27 Arten sieben ohne Augen, die zweite unter 127 Arten deren 25 und die dritte unter 205 Arten nur eine. Die blinden Arten erscheinen in den thonigen Sedimenten, und zwar in den primordialen Thonschiefern und in den thonigen Ablagerungen d_1, d_3 und d_5 des Untersilur D, nicht aber in den vorherrschend quarzitischen Lagen, und auch die einzige obersilurische Art liegt in thonigem Kalkstein. Es gibt aber Formen mit ganz abnorm grossen Augen, wie *Aeglina* und *Remopleurides*, und gerade diese grossäugigen Arten liegen mit den völlig augenlosen und haben mit ihnen gelebt.[8] Bei *Aeglina armata* geht wie bei der englischen *Aeglina mirabilis* die Vergrösserung der Augen so weit, dass dieselben sich von rechts und links begegnen, und dies nennt Barrande die cyclopische Form (Fig. 22).

Es lässt sich nun deutlich erkennen, wie das Auge der Trilobiten in der Silurzeit durch Nichtgebrauch einer ähnlichen Verkümmerung ausgesetzt war wie jenes anderer Thierclassen in späterer Zeit, und wie auch damals die Erblindung erfolgte, entweder durch unmittelbare Atrophie oder durch Erweiterung, wobei gleichsam ein Versuch, sich zu behaupten, eintrat. *Acidaspis mira* (Fig. 23) aus obersilurischem Kalk zeigt das Stielauge heutiger, mit Gesichtsorganen gut versehener Crustaceen; *Aeglina* (Fig. 22) lässt sich mit dem Auge von *Cystosoma neptunus* (Fig. 18) vergleichen, welches völlig Barrande's Bezeichnung als cyclopisches Auge verdient und jenen Weg der Erweiterung andeutet, welcher bei dem neuseeländischen Frostfische erwähnt worden ist, und der, wenn Stielaugen vorhanden waren, zu dem erblindeten Glotzauge des *Petalophthalmus armiger* führen kann. *Conocephalites Sulzeri* (Fig. 21) endlich, welcher ganz blind in dem böhmischen Primordialschiefer neben dem mit Augen versehenen *Conocephalites striatus* liegt, entspricht einem der vielen Beispiele völligen Mangels einer äusseren Spur des Auges, welche aus der Tiefsee, tiefen Binnenwässern, dem Grundwasser und aus Höhlen bekannt sind. Diese erblindeten Arten lebten also mitten unter solchen, die mit Gesichtsorganen versehen waren, wie dies heute auch in gewissen Horizonten der Tiefsee der Fall ist und wie es auch Forel in der Tiefe



Cyclopische Augen. (Nach Barrande.)
Fig. 22. *a Aeglina prisca* Barr. Unter-Silur, d_1, Sancta Benigna, Böhmen; *b* dieselbe, d_1, Vosek; *c, d Aeglina armata*, d_5, Gegend von Leiskow.

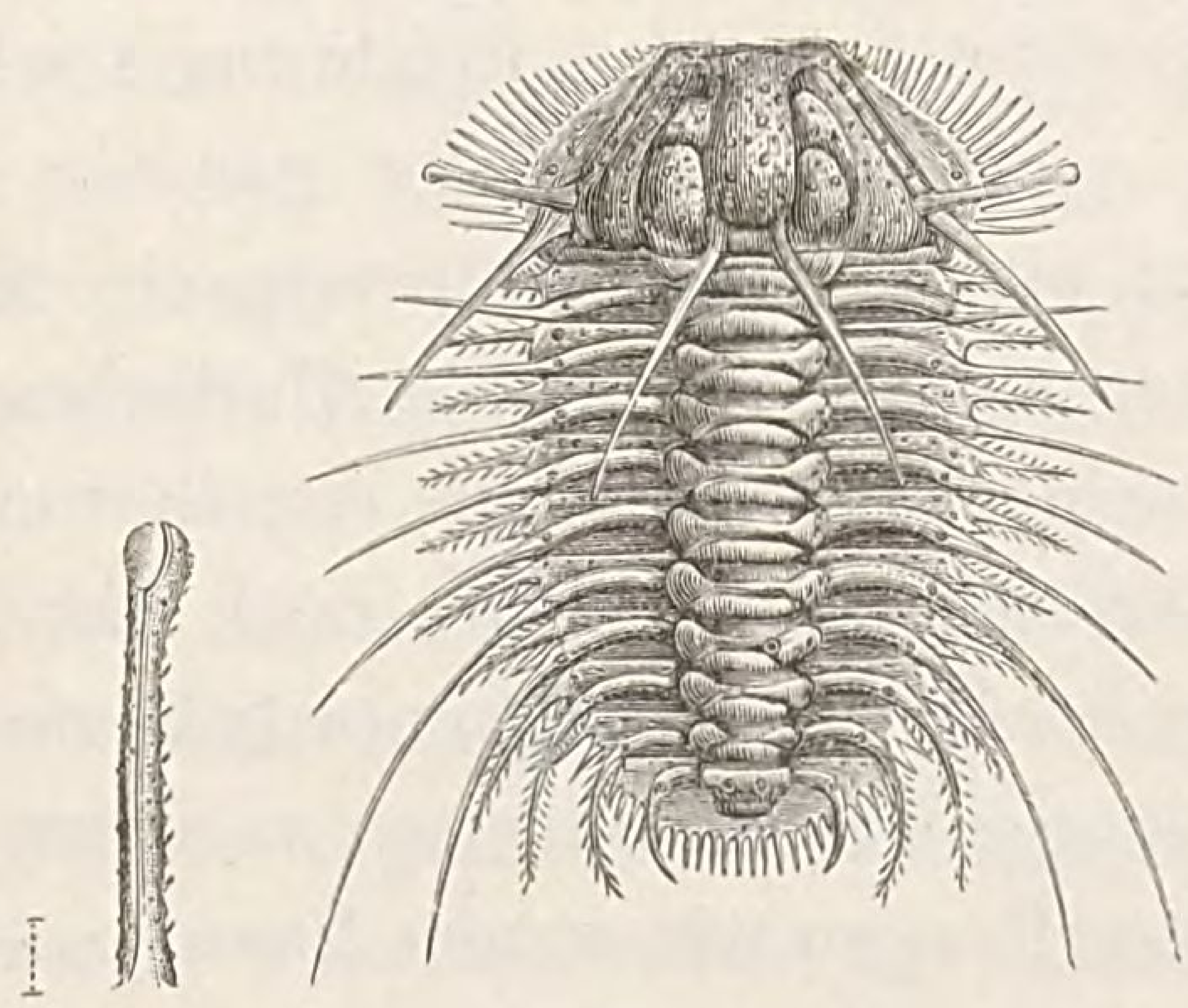


Fig. 23. *Acidaspis mira* Barr. (Nach Barrande.) Ober-Silur, *E;* Lodenitz, Böhmen. Gestielte Augen.

des Genfer Sees traf.[9] Barrande hat auch gefunden, dass in den jüngsten Individuen des blinden untersilurischen *Trinucleus Bucklandi* in der Mitte der Wange, an der Stelle des Auges, ein Wärzchen vorhanden ist, welches im Alter gänzlich verschwindet, so dass wir an *Willemoesia,* die Lernäiden und andere Thiere erinnert werden, welche in der Jugend die Anlage zu einem Auge besitzen, das im Alter ganz oder zum Theile verloren geht. Bei dem blinden *Trinucleus armatus* ist eine solche Jugendform noch nicht aufgefunden (Fig. 24).

Die von Barrande aufgestellten Ziffern über die Vertheilung blinder Trilobiten in den einzelnen Stufen mögen durch spätere Entdeckungen manche Aenderung erfahren. Barrande bemerkt selbst, dass in den Primordial-Ablagerungen Böhmens das Uebergewicht blinder Arten wesentlich durch die höchst abweichende Gattung *Agnostus* herbeigeführt wird. Aber es darf auf der anderen Seite nicht vergessen werden, dass die anderen primordialen Gattungen wie *Hydrocephalus, Paradoxides* und in England die Gattung *Anopolenus*[10] zwar eine Gesichtsnaht und langgestreckte, grosse Augenhöcker besitzen, aber auf denselben, wenigstens so weit meine Erfahrung reicht, nur bei gar wenigen Arten oder gar nie die Facetten gesehen worden sind, und dass das sehr grosse, ebenfalls langgestreckte und wirklich facettirte Auge der untersilurischen Gattung *Remopleurides* eben in seiner Grösse nur die Annäherung an die Erblindung andeutet. Ja es scheint bis heute noch *Conocephalites striatus* die einzige Art der böhmischen Primordialstufe zu sein, an welcher es wirklich gelungen ist, die Facetten zu sehen. Mag aber weitere Forschung diese Fragen wie immer lösen, so bleibt doch heute schon der zweifache Weg zur Erblindung auch bei silurischen Thieren bekannt.

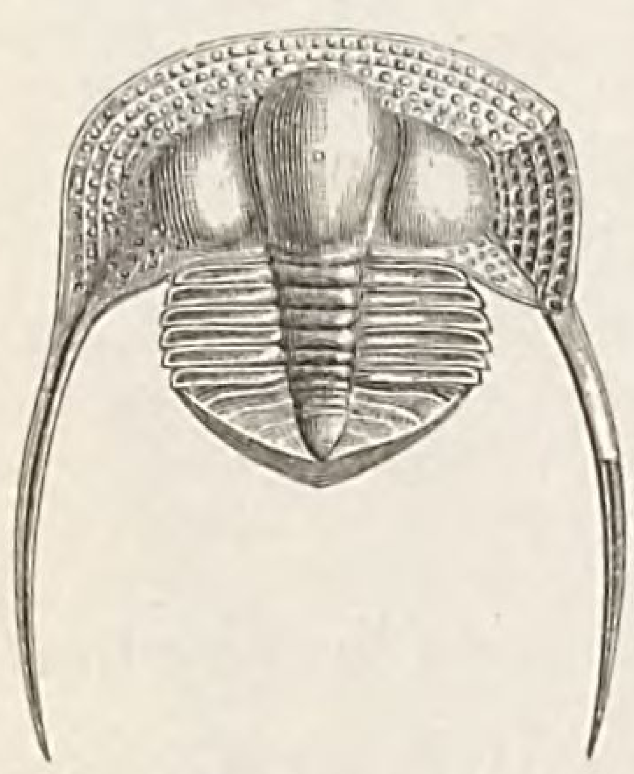


Fig. 24. *Trinucleus ornatus* Sternb. (Nach Barrande.) Unter-Silur, d_3, Trubin, Böhmen. Blind.

Hieraus folgern wir, dass die Ursache der Erblindung dieselbe war wie bei den heutigen Bewohnern der tiefen See, nämlich der Mangel an Sonnenlicht; zugleich zeigt sich aber, dass die älteste bekannte Fauna der böhmischen Silurformation als eine abgeänderte Fauna anzusehen ist, und dass sie folglich eine noch ältere, uns unbekannte Fauna voraussetzt.

So wie die Salzablagerungen der Vorzeit uns die Uebereinstimmung der gelösten Stoffe und die übereinstimmende Reihenfolge der Absonderung lehren, so lässt der Bau der Augen in den ältesten bekannten Organismen uns mit Grund vermuthen, dass das Eindringen des Sonnenlichtes in die damaligen Meere unter ähnlichen Umständen sich vollzog und denselben Einfluss auf das Sehorgan ausübte wie heute.

Bis hieher vermögen wir mit einiger Sicherheit die Vergleiche der Vergangenheit mit der Gegenwart zu führen, sobald jedoch versucht wird, eine schärfere, etwa ziffermässige Abgrenzung der abyssischen Region vorzunehmen, treten die Schwierigkeiten hervor. Es ist nicht zulässig, dass die Experimente mit der versenkten weissen Scheibe als massgebend für die Lichtgrenze angenommen werden, da die Perceptionsfähigkeit dieser fremdartig umgestalteten Augen uns unbekannt ist, und manche der geblendeten Thiere haben, wie der oben genannte *Petalophthalmus armiger,* die Gewohnheit, zur Nachtzeit an die Oberfläche des Meeres zu kommen. So kommt es, dass mit dem Worte ‚Tiefsee' die verschiedenartigsten Begriffe verbunden werden. Th. Fuchs, welcher dieser Frage besondere Aufmerksamkeit zugewendet und durch seine genaue Kenntniss der tertiären Ablagerungen zu einem Urtheile berufen scheint, hat den Einfluss des Lichtes als massgebend hervorgehoben, aber die Grenze zwischen der Litoralzone und der Tiefsee in nur 40—50 Faden gelegt. Völlig abweichend sind andere Angaben; so lässt Günther die Tiefseefauna erst in 500 bis 600 Faden beginnen.[11]

Es scheint mir aber für die allgemeinen Studien, welchen dieser Ausdruck dienen soll, am zweckmässigsten, dass die Grenze dort gesetzt werde, wo die grösste allgemeine Verschiedenheit eintritt, und diese liegt dort, wo die Verschiedenheit der Klimate endet und die weltweite Fauna auftritt. Sie unterliegt nicht den Verbreitungsgesetzen, welche für die höheren Zonen massgebend sind, und Veränderungen der äusseren Verhältnisse müssten auf sie einen anderen Einfluss ausüben.

Die höheren Regionen theilen sich nun weiter in mehrere Zonen und auch die Verschiedenheit des Sedimentes ist in ihnen grösser. Aber es ist vollkommen richtig, dass Landpflanzen und

klastische Sedimente bis in grosse Tiefen hineingetragen werden können.[12] Das Vorkommen von Lagen kleiner bunter Quarzgerölle in dem primordialen Schiefer von Ginetz, welcher die eben angeführten blinden Trilobiten enthält, ist davon ein schlagendes Beispiel. In der That ist anzunehmen, dass in manchen Fällen der Saum klastischer Materialien, welcher viele Theile der Continente umgibt, bis in die Tiefen der abyssischen Fauna hinausreicht und auch in früheren Meeren hinausgereicht hat.

Dieser klastische Saum ist aber weder gleich breit, noch von gleicher Mächtigkeit, und wo er zurückweicht oder auskeilt, stellen sich die Sedimente des Meeres in immer grösserer Reinheit ein. In der Regel ist es Kalkstein, aber dieser kann unter bestimmten Umständen auch in geringen Tiefen und sogar im Niveau des Meeresspiegels abgelagert werden, denn die Bedingungen zur Bildung von marinem Kalkstein sind sehr mannigfaltig. Es gibt stockförmigen Korallenbau, in welchem durch lebende Organismen nicht nur der kohlensaure Kalk abgeschieden, sondern auch die Gestalt des Baues geschaffen wird. Dies ist aber nur ein gar geringer Theil der Kalksteinablagerungen. Der übergrosse Theil derselben ist regelmässig geschichtet. Er kann entstehen durch organogenen Grus, d. i. durch die Verkleinerung der kalkigen Harttheile von Conchylien, Korallen und anderen Seethieren, welche die Brandung bewirkt. Diese Verkleinerung kann so weit gehen, dass, wie es Agassiz an den Keys von Florida beschreibt, nach dem Sturme ein breites Band weisslicher Trübung die Kalkriffe umgibt. Ferner mag Kalkstein gebildet werden durch das Niedersinken zarter Kalkschalen, wie der Gehäuse der Globigerinen, in die Tiefe des Meeres; doch wissen wir, dass in allzu grossen Tiefen solche Mengen von Kohlensäure vorhanden sind, dass diese zarten Schalen gelöst werden und keine Bildung von Kalkstein erfolgt. Es gibt auch verschiedene Kennzeichen, an welchen Kalksteinbänke die Einwirkung der Atmosphäre und eine vorübergehende Trockenlegung verrathen. Eines derselben ist die Einstreuung von Brocken grellrothen Thones oder thonigen Kalksteins in den weissen Kalk, z. B. auf den Bermudas. Dies sind die Spuren der rothen Erde, welche man als den Rest der Lösung von Kalkstein auf so vielen Koralleninseln und als Terra rossa in den Dolinen des

Karstes antrifft. Ein zweites Kennzeichen ist unter gewissen Umständen das Vorkommen von Phosphaten, deren Ursprung ein ähnlicher sein mag wie jener der heutigen Guanolager. Dies sind nur Beispiele, welche die Mannigfaltigkeit der Vorkommnisse zeigen sollen. Sobald man sie jedoch in der Natur verfolgt, gesellt sich hiezu eine andere Frage. Einzelne Lagen von kohlensaurem Kalk nehmen eine geringe, andere eine beträchtliche Beimengung von kohlensaurer Magnesia auf, und Dolomitbänke mögen mit Bänken von Kalkstein wechsellagern.

So wird bei dem Studium des geschichteten Kalkgebirges das äusserste Mass von Aufmerksamkeit erforderlich.

Murchison hat vor Jahren die Ansicht ausgesprochen, dass jede geologische Formation in ihrer Mitte aus Kalkstein bestehe, und diesen Gedanken hat Hull im Jahre 1862 für mehrere Formationen, insbesondere für das Carbon, näher ausgeführt. Das Ueberwiegen der vom Lande herbeigetragenen sedimentären (d. i. klastischen) Elemente soll nach Hull Phasen der Oscillation des Landes vermuthen lassen, und so unterscheidet derselbe drei Stufen:

Obere Stufe ...	Bewegung ...	sedimentäre Bildung
Mittlere Stufe ...	Ruhe	kalkige Bildung
Untere Stufe ...	Bewegung ...	sedimentäre Bildung.

Zugleich wird aus der Vertheilung der klastischen Stoffe gezeigt, dass in England während einer Reihe geologischer Perioden festes Land gegen West und Nordwest zu vermuthen ist.[13]

Die einfacheren Lagerungs-Verhältnisse der Vereinigten Staaten haben dort zu ähnlichen Anschauungen geführt. Newberry hat im Jahre 1860, von der cretacischen Transgression des Westens ausgehend, ‚Cycles of deposition', d. i. eine regelmässige Wiederkehr ähnlicher Verhältnisse des Absatzes, nämlich von Seichtwasser und offenem Meere vorausgesetzt. Im Jahre 1874 wurde diese Meinung für die paläozoischen Sedimente näher begründet. (I., S. 16.)

Newberry stellt folgende Glieder eines solchen Cyclus auf: 1. Küste, 2. ausserhalb der Küste, 3. offenes Meer, 4. zurückweichendes Meer, oder: 1. mechanisch herbeigetragenes, 2. gemischtes, 3. organisches, 4. gemischtes Sediment. Innerhalb eines

grösseren Cyclus seien durch Oscillation kleinere Cyclen entstanden, z. B. im Carbon, und strenge genommen seien nur drei Glieder in einem Cyclus zu unterscheiden, nämlich zwei Bildungen seichten Wassers, getrennt durch eine Ablagerung der hohen See. Vier grössere Cyclen sollte die paläozoische Epoche umfassen.[14]

Andere Forscher sind in Amerika derselben Richtung gefolgt, so insbesondere Dawson im Jahre 1868.[15]

Die Betrachtung der tertiären Schichtfolge Belgiens hatte André Dumont zu der Erkenntniss gebracht, dass die Einschaltung grösserer Lagen von grobem Gerölle irgend eine besondere Veränderung der physischen Verhältnisse anzeige; er versuchte daher, die Abgrenzung der tertiären Stufen an diese groben Lagen zu knüpfen.

Rutot und van den Broeck haben diesen Versuch erneuert. Es wird unternommen zu zeigen, dass bei säcularer, continentaler Senkung (positiver Bewegung) die landwärts vorrückende Brandung das Land mit einer Lage von grobem Strandgerölle (gravier d'immersion) bedeckt; dieser wird feinerer Sand, endlich der Thon der tieferen Meereszonen je nach dem Fortschritte der Bewegung aufgelagert; kehrt sich dann die Oscillation in ihr Gegentheil, d. i. folgt negative Bewegung, so wird dem Thon wieder Sand, diesem wieder eine obere Lage von Geröllen (gravier d'émersion) folgen, welche allerdings öfters nicht zur Ausbildung gelangt oder abgeschwemmt worden ist. Diese Reihe von Geröllen der Ueberfluthung, Sand, Thon, Sand und Gerölle der Entblössung wird ein voller ‚Cycle sédimentaire' genannt und einer vollen säcularen Oscillation gleichgestellt. Der Thon erhält dabei die Gestalt einer landwärts sich auskeilenden Linse. Eine grössere Kalksteinbildung fehlt; es sind nur klastische Stoffe vorhanden. Cyclen können unvollständig oder zum Theile abgetragen sein. Als ein Beispiel wird die untertongrische marine Stufe angeführt, bestehend aus Tg 1 a (Gerölle), Tg 1 b (Sand), Tg 1 c (Thon), Tg 1 d (Sand), welche sonst alle als die Zone der *Ostrea ventilabrum* zusammengefasst werden, dann Tg 2 a (Sand mit *Cytherea semistriata*), Tg 2 b (Thon mit *Cytherea incrassata*), Tg 2 c (Sand mit *Cerithium plicatum*).[16]

Betrachtungen dieser Art führen zu der Voraussetzung von gar oftmaligen und gar regelmässigen Veränderungen der Strand-

linie, welche schwer vereinbar sind mit den Annahmen der Elevationstheorie, und Newberry wählt Ausdrücke wie: Vordringen des Meeres, Rückschreiten des Meeres, also jene selben Worte, welche vor dem Herrschen der Elevationstheorie von Brogniart, Omalius d'Halloy u. A. angewendet worden sind. (II., S. 17.)

Nach diesen Anschauungen würde sich im Wesentlichen jede Grenze einer Formation, zuweilen auch einer untergeordneten Stufe, als der Ausdruck der negativen Phase darstellen, während die positive Phase beiläufig der Mitte der Formation entsprechen würde. Es ist aber eine Thatsache, dass die in Europa geschaffene Nomenclatur und mit ihr die Hauptgrenzen der Formationen Geltung gefunden haben unter allen geographischen Breiten und in den entferntesten Landstrichen. Ein solcher Cyclus kann aber nicht in gleichem Sinne Geltung haben über den ganzen Planeten. Man muss vermuthen, dass positiven Gebieten in einem Theile negative in einem anderen entgegenstehen. Die Elevationstheorie insbesondere kann nicht die Vorstellung einer positiven oder negativen Bewegung geben, welche sich über die ganze Erde oder auch nur über einen sehr grossen Theil derselben gleichzeitig erstrecken würde; ihr Merkmal bleibt die Ungleichartigkeit.

Die Mächtigkeit der Sedimente selbst erreicht aber zuweilen Tausende von Fussen. In jedem einzelnen Falle hat die zunehmende Mächtigkeit dieser Sedimente an der bestimmten Stelle des beobachteten Schichtenprofiles unausgesetzt an der Verringerung der Meerestiefe gearbeitet. Bei gänzlich unveränderter Höhe des Strandes mussten sie endlich den Meeresspiegel erreichen und dann dem späteren Beobachter das irreführende Bild geringerer Tiefe, littoraler Lebensverhältnisse und einer negativen Bewegung geben. Jede negative Bewegung wird durch den Fortgang der Sedimentation in ihren Wirkungen verstärkt, und jede positive Bewegung vermehrt die Meerestiefe nur um jenen Betrag, um welchen sie grösser ist als die zu gleicher Zeit an derselben Stelle sich aufbauende Mächtigkeit der Sedimente. Dasselbe tritt ein bei oscillirender Bewegung. Dann mag es geschehen, dass das Sediment, z. B. Kalkstein, in seinem Aufbaue dem positiven Ueberschusse folgt, oder Sed. = Pos. — Neg. Die obere Fläche des Sedimentes wird dann dem höchsten Stande der positiven Phase

entsprechen, also der Marke *e* oder *m* in dem Schema S. 31, und es ist ein nicht geringer Grad von Wahrscheinlichkeit dafür vorhanden, dass diese Oberfläche über der Meeresfläche liege und den Beobachter auf eine Hebung des Landes schliessen lässt. Diesen Fall werden wir an jungen Kalkbildungen und auf Koralleninseln treffen.

Es lässt sich der Vorgang noch etwas genauer darstellen. Die Mächtigkeit ist öfters so gross, dass sie durch Vermehrung der örtlichen Attraction um eine merkliche Höhe α den Wasserspiegel erhebt. Zugleich wird auf der ganzen Erde fortwährend Sediment in das Meer geschüttet und durch dasselbe das Meer allmälig über alle seine Ufer gedrängt, und zwar während einer gegebenen Zeit um den Betrag σ. Die Voraussetzung zunehmender Meerestiefe ist daher

$$(\text{Pos.} + \alpha + \sigma) > (\text{Neg.} + \text{Sed.})$$

und für Verminderung der Meerestiefe:

$$(\text{Pos.} + \alpha + \sigma) < (\text{Neg.} + \text{Sed.})$$

Hiebei darf ich das Bedenken nicht unterdrücken, dass bei einzelnen der am häufigsten wiederholten Ziffern gemessener Mächtigkeit klastischer Ablagerungen, insbesondere der Carbonzeit, einige Ueberschätzung derselben zu befürchten ist. Die Summirung der einzelnen Mächtigkeiten, wie etwa in einem Kalkgebirge, ist hier nicht in jedem Falle gestattet, denn sie setzt voraus, dass diese Sedimente vertical übereinander abgesetzt wurden, während sie doch, wenigstens zum Theile, auf gegen das Meer vordringenden Böschungen, also bis zu einem gewissen Grade neben einander gelagert oder aneinander gelehnt worden sind. Auf diese Art könnten Ziffern für die Mächtigkeiten klastischer Sedimente erlangt werden, welche den wahren Thatbestand weit übertreffen; allerdings belaufen sich diese Mächtigkeiten auch bei strengerer Beurtheilung gewiss auf viele Tausende von Fussen.

1. Das nordatlantische Festland. Ein Saum klastischer Sedimente gestattet Vermuthungen über die Lage des Festlandes, auf dessen Kosten er gebildet worden ist. In Nord-Amerika trifft man die grössten Mächtigkeiten von primordialem und silurischem Schiefer und Sandstein in der Nähe der atlantischen Küste, näm-

lich in den östlichen und südöstlichen Theilen von Canada, in dem benachbarten NO. Theile der Vereinigten Staaten und in den Appalachien. Von da nimmt die Mächtigkeit gegen den Mississippi ab; Schiefer und Sandstein treten zurück, während der Kalkstein vorwiegt.

Etwas Aehnliches sieht man, wenn auch nicht mit gleicher Deutlichkeit, im nördlichen Europa. In Grossbritannien sind grosse Mächtigkeiten von Sandstein und Schiefer vorhanden und ebenso im norwegischen Gebirge; in Schweden und den baltischen Ländern schwindet aber rasch die Mächtigkeit und der Kalkstein erlangt im Silur mehr und mehr das Uebergewicht.

Dieser Umstand hat in Amerika zu der Vermuthung geführt, dass das Festland, welches diese Sedimente lieferte, an der Stelle des heutigen nordatlantischen Meeres lag. Ebenso betrachteten in England Godwin Austen und nach ihm Geikie die krystallinischen Felsarten Skandinaviens, fortgesetzt zu den Hebriden, als die Spur des silurischen Festlandes, und Hull hat die Ansicht von der verschwundenen paläozoischen Atlantis mit besonderem Nachdrucke vertreten.[17] Es wird aber aus dem Nachfolgenden hervorgehen, dass dieses Festland bis in sehr junge Phasen der Erdgeschichte herauf sich als solches behauptet hat.

Versucht man die Meeresablagerungen genauer in ihrer vielfachen Gliederung kennen zu lernen, wie sie im Osten und Westen dieses uralten Continentes abgelagert worden sind, so tritt sofort die weit günstigere Lage des amerikanischen Forschers gegenüber dem Europäer hervor. Im Westen ist während dieser Ablagerungen nur in den Green Montains Gebirgsbildung eingetreten, und weithin bis Kansas und Nebraska breiten sich flachgelagerte paläozoische Sedimente heute noch aus. Selbst dort, wo Faltung nachfolgte, wie im östlichen Canada und den Alleghanies, lässt sich die Schichtfolge in der Regel ohne Schwierigkeit mit jener der entfernteren Theile Nord-Amerikas in Uebereinstimmung setzen. In Europa trifft man im Gegentheile, sobald die schmale Zone der Hebriden überschritten ist, auf die gewaltsam überschobenen caledonischen Falten und auf ihren abradirten silurischen Trümmern liegt flach der rothe Sandstein. Begibt man sich weiter in die Mitte dieses Continentes, so sieht man auch hier die älteren

Meeresabsätze meistens gefaltet und zerbrochen, so dass eine beträchtliche Vereinigung von Ausdauer, Gewissenhaftigkeit und Scharfsinn erforderlich ist, um überhaupt die Uebereinstimmung der Glieder in entfernteren Landstrichen festzustellen. Erst von Schweden her und durch die russische Niederung bieten sich der Forschung ebenso günstige äussere Verhältnisse wie in den Vereinigten Staaten.

Wir kehren zu diesen zurück.

Vom atlantischen Ocean in der Richtung gegen den Mississippi vermindert sich die Mächtigkeit der paläozoischen Sedimente. Auch in den Rocky Mountains ist sie nur gering. Jenseits derselben aber gegen den Wahsatch und Uinta schwellen sie wieder in sehr beträchtlicher Weise an, ebenso in dem östlichen Theile der Basin Ranges, nach Clar. King beiläufig bis zum Meridian 117° 15′, und dort verschwinden sie. Nur der Kohlenkalk ist aus Californien bekannt. Jenseits 117° 15′ lag also wahrscheinlich ein zweites Festland, welches das Meer gegen Westen begrenzte.[18]

Bereits im J. 1859 hat James Hall in einem meisterhaften Ueberblicke die Gliederung und Verbreitung der paläozoischen Schichten im Osten und in der Mitte der Vereinigten Staaten dargestellt. Die seither verstrichenen Jahre haben alle Hauptzüge dieser Darstellung bestätigt und sie bildet den Ausgangspunkt unserer Vergleiche.[19] Die Arbeiten der canadischen Forscher und jene in den westlichen Hochgebirgen vervollständigen das Bild.

In Neu-Fundland, Neu-Braunschweig und zu Braintree, Massachusetts, liegen vorherrschend schiefrige Einlagerungen, in welchen sowohl blinde, als mit Augen versehene Arten der Gattung *Conocephalites* und eine Reihe anderer Trilobiten vorkommen, deren gesammte Tracht der primordialen Fauna von Ginetz und Skrey in Böhmen sehr genau entspricht.[20] Sie sind auch in Amerika die ältesten bisher bekannten Thiere. Diese Schichtgruppe heisst die St. John's Group. In der ganzen Mitte der Vereinigten Staaten kennt man sie nicht, und erst am Wahsatch und in Eureka, Nevada, wurde sie wieder angetroffen.[21]

Im Osten folgt dieser Gruppe nach Walcott von Labrador und Neu-Fundland bis New-York und Vermont und ebenso im

Westen, in Utah und Nevada und in Brit. Columbien, am Ostrande der Rocky Mountains ein mittleres Glied der primordialen oder cambrischen Schichtreihe, Georgia Group, mit einer selbständigen Fauna. Kalkstein nimmt in hervorragender Weise Antheil an ihrer Zusammensetzung; auch diese Gruppe ist in der Mitte der Vereinigten Staaten noch nicht bekannt.[22]

Viel allgemeiner ist die Verbreitung des letzten Gliedes, des Potsdam Sandstone. Es ist nachgewiesen von Belle-Isle an durch Canada herab in den NO. der Vereinigten Staaten, durch Pennsylvanien und Virginien, und weiter gegen SW. in Tennessee, dort mächtiger und wechsellagernd mit dolomitischem Kalkstein, dann noch entfernter mit flacher Lagerung hervortauchend in Texas, weiters im Norden in langgestreckter Zone flach aufgelagert dem südlichen Rande des canadischen Schildes vom Huronsee durch Wisconsin und Jowa.[23] Von Jowa, wo sie nach D. D. Owen weitere Untertheilung gestattet, setzt sich die Zone von Sandstein weiter gegen West fort. Sie taucht in den Black Hills aus der Ebene von Dakota hervor und umgibt dann mit wenig unterbrochenem Saume bald flach geneigt, bald steil aufgerichtet oder überstürzt, die archaischen Züge der Rocky Mountains. Weiter im Westen, in Nevada, liegen die Versteinerungen der Potsdam Group hoch über jenen der früheren Glieder.

Etwa 1500 Fuss bräunlich weisser Quarzit beginnen nach Hague und Walcott die Schichtreihe von Eureka; in dem obersten Theile wird der Quarzit schiefrig und kalkig; die ersten Spuren der mittelcambrischen oder Georgischen Fauna treten auf. Es folgen beiläufig 3000 Fuss von grauem Kalkstein und dieselbe Fauna setzt sich fort; an der oberen Grenze treten Arten der obercambrischen oder Potsdam-Fauna hinzu. Nun folgen noch 1600 Fuss thoniger Schiefer, 1200 Fuss Kalkstein und 350 Fuss thoniger Schiefer. Diese dürften sämmtlich der Potsdam-Stufe zufallen.

So erhalten wir denn ein ganz eigenthümliches Bild eines uralten Meeres. Strandbildungen mit Sprüngen, hervorgebracht durch die trocknende Wirkung der Sonne, erfüllt mit Millionen von Schalen von *Lingula,* liegen heute unter dem Namen Potsdam Sandstone noch flach an dem südlichen Rande des canadischen Urgebirges und weit im Westen, in Nevada schwellen dieselben Ab-

lagerungen zu grosser Mächtigkeit an, und Kalkstein und Schiefer sind an die Stelle des Sandsteins getreten.

Wir schlagen nun zunächst Newton und Jenney's Beschreibung der Black Mountains auf. Der Potsdam-Sandstein, 200 bis 300 Fuss mächtig, an seiner Basis aus einer groben, Waschgold führenden Lage von Strandgeröllen bestehend, nimmt Grünsand und etwas Kalk auf und ruht discordant auf den aufgerichteten Schichtköpfen des archaischen Schiefers. Wir haben ein Riff des primordialen Meeres vor uns, das endlich ganz vom Sande überdeckt worden ist. Ueber dem Potsdam-Sandstein aber folgen nicht die weiteren Glieder des Untersilur, des Obersilur und Devon, sondern es liegen unmittelbar auf demselben scheinbar völlig concordant Meeresbildungen der carbonischen Zeit.[24]

Ebenso liegen in den Rocky Mountains über dem Potsdam Sandstone dieselben Ablagerungen des Carbon.

Acht Breitegrade südlicher und noch weiter gegen West ist in den flach gelagerten Kohlenkalk der grosse Cañon des Colorado eingeschnitten. Powell und Dutton aber sahen, wie die 4000 bis 4500 Fuss mächtige carbonische Serie lagert auf den Köpfen geneigter Schichten von vielleicht primordialem Alter, welche abgeschnitten sind durch die Ebene der Transgression. Es ist dies ein meilenweit aufgeschlossenes Beispiel einer durch das Vordringen der Strandlinie geschaffenen Abrasionsebene.[25]

Ebenso liegt durch ganz Arizona das Carbon unmittelbar auf archaischem oder muthmasslich primordialem Gestein, und nur in Nevada ist bisher die westliche Entwicklung der untersilurischen Gruppe bekannt.

So umgrenzt die carbonische Transgression das Gebiet, auf welchem ein Vergleich der nachprimordialen Ablagerungen möglich ist.

Die ältesten versteinerungsführenden Sedimente Nord-Amerikas lassen daher Folgendes erkennen.

St. John's Group und Georgia Group, die beiden tieferen Glieder, sind nur im Osten und im Westen bekannt. Ein weiter Raum trennt sie. Das dritte Glied, Potsdam Group, bedeckt sie beide und streckt sich über das ganze Gebiet. In Nevada nimmt es an Mächtigkeit zu und nimmt Kalkstein auf, aber in Dakota, dann

an dem ganzen Nordrande, wo es auf den archaischen Felsarten von Canada liegt, ist es ohne Zweifel eine übergreifend gelagerte Strandbildung. Dieses Beispiel zeigt, wie eine streng litorale Bildung, übergreifend gelagert, nicht als das Zeichen einer negativen Phase, sondern im Gegentheile als der Beweis des Vordringens des Strandes anzusehen ist.

Obwohl der Gliederung der englischen Primordial-Ablagerungen viele Aufmerksamkeit zugewendet worden ist und in den weniger mächtigen skandinavischen Sedimenten Linnarsson und Brögger die äusserste Genauigkeit in der Unterscheidung der einzelnen Glieder angewendet haben, darf ich es doch nicht wagen, die Parallele mit den amerikanischen Vorkommnissen weiter zu ziehen als zu der Gleichstellung der St. John's Group mit den Ablagerungen von Ginetz in Böhmen. Eine transgredirende, litorale Gruppe, welche dem Potsdam-Sandstein gleichzustellen wäre, ist in Europa nicht nachgewiesen. Die Grenze desselben gegen Oben, nämlich der Beginn des Untersilur, ist jedoch auf beiden Seiten des Oceans mit gleicher Deutlichkeit in der Veränderung der Faunen ausgeprägt.

2. Die obere Grenze der Silurformation. In dem östlichen Nordamerika beginnt die obersilurische Reihe mit der Clinton-Gruppe und dem Medinasandstein; beide zeigen deutliche Spuren wechselnder Verhältnisse in geringer Meerestiefe. Auf diesem lagert, sehr weit verbreitet und erfüllt mit einer reichen Meeresfauna, der Niagara-Kalkstein, allgemein anerkannt als das Aequivalent der obersilurischen Wenlock- und Ludlow-Schichten in England und des obersilurischen Kalksteins *E* in Böhmen. Dieses wäre die mittlere Phase des silurischen Cyclus. Dann folgen Seichtwasserbildungen, und zwar tritt über weite Strecken so seichtes Wasser ein, dass Gypslager und Salzquellen erscheinen. Es ist die Onondaga-Saltgroup, eine sandige Bildung mit dem Anzeichen verdampfenden Seewassers, doch bis zu 1000 Fuss Mächtigkeit erreichend. So zeigt sie sich in dem Staate New-York, insbesondere in seinem westlichen Theile, und mit geringerer Mächtigkeit setzt sie sich einerseits in das SW. Virginien und andererseits nach Wisconsin fort, vielfach durch Erosion in Schollen aufgelöst. Gegen die Mitte des Landes, gegen den Mississippi hin, scheint

dieses Glied aber bezeichnender Weise zu fehlen, und es folgt über dem obersilurischen Niagara-Kalkstein unmittelbar der devonische Kalkstein.

So ist es in hoher See; näher an dem alten Strande aber sieht man die Salzgruppe gegen oben durch vielfache Wechsellagerung übergehen in einen bräunlichgelben, dolomitischen Kalkstein (Waterlime). Dieser reicht bis Illinois und Jowa über die Salzgruppe hinaus und enthält an einigen Stellen die Reste der grossen Crustaceen-Gattungen *Eurypterus* und *Pterygotus*. Dies ist ohne allen Zweifel auch eine Bildung sehr geringer Tiefe.

Suchen wir nun die obere Grenze des Silur im nördlichen Europa auf. In den höchsten Lagen der obersilurischen Ludlow-Schichten erscheint da und dort ein Beinbett, zusammengeschwemmt aus zahlreichen Resten von Fischen; Bänke von wechselndem, doch durchwegs litoralem Gepräge stellen sich ein, welche Murchison als ‚Passage Beds' bezeichnet, Sandstein mit *Lingula* oder Mergelschiefer mit Fischen und den grossen Crustaceen, dabei dem riesigen *Pterygotus anglicus*, dazwischen wieder Schiefer mit *Lingula* und dünne Leisten von Sandstein. Wo die ältesten Theile des rothen Sandsteins in Auflagerung auf diesen Uebergangsschichten sichtbar sind, bemerkt man, dass Reste derselben Fische und Crustaceen sich fortsetzen in dem Sandstein, und dieser tiefere Theil des Sandsteins wird daher vielfach noch dem Silur zugerechnet.[26]

Das Silur schliesst in England wie in Nordamerika mit einer beträchtlichen und unzweifelhaften Verminderung der Meerestiefe.

Im baltischen Gebiete, auf der Insel Oesel, sieht man ganz Aehnliches. Es tritt nach Fr. Schmidt in den höchsten Lagen des Silur gelber, plattiger Dolomit auf, arm an Petrefacten, oder grauer Sandstein, welcher viele obersilurische Korallen und andere Fossilien enthält. In dem Plattendolomit erscheint wieder in grosser Menge *Eurypterus*, begleitet von *Pterygotus*, aber hier, wie auf Gotland, kommen auch noch über den Lagen mit *Eurypterus* Bänke mit obersilurischen Fossilien vor.[27]

Endlich wiederholen sich dieselben Verhältnisse in den Flussthälern des östlichen Galizien und in den benachbarten Theilen von Russland. Fr. Schmidt, der genaue Kenner der baltischen

Silurablagerungen, hat selbst diese Gegenden besucht und Uebereinstimmung vorgefunden. Das Obersilur ist wieder in derselben Weise vertreten wie in England und in den baltischen Ländern. Auch hier tritt *Eurypterus* innerhalb der Aequivalente der Ludlow-Schichten auf und auch hier scheinen über den Lagen mit *Eurypterus* noch silurische Fossilien vorzukommen.[28]

Aus der Mitte der Vereinigten Staaten bis an den Dnjestr sind wir sonach im Stande, die Lagen mit *Eurypterus* wiederzuerkennen. Im Staate New-York liegt die Salzgruppe unter dem plattigen Dolomit mit *Eurypterus*, als würden diese letzteren nicht mehr dem niedrigsten Stande der Strandlinien entsprechen.

In England gehen die *Eurypterus*-Lagen gegen oben über in die tiefsten Lagen des alten rothen Sandsteins. Auf Gotland, Oesel und am Dnjestr liegen noch einzelne Bänke mit silurischen Meerfossilien darüber. Immerhin können wir wahrnehmen, dass nahe der oberen Grenze des Silur von Jowa bis Podolien eine durch besondere, grosse Crustaceen ausgezeichnete Zone von Seichtwasserbildungen sich einstellt.

So wie aber in Amerika gegen SW. hin diese Seichtwasserzone sich auskeilt und auf den marinen obersilurischen Kalk sich unmittelbar der devonische Kalkstein lagert, so ist es auch in Europa in grösserer Entfernung vom einstigen Strande. In dem am genauesten bekannten Gebiete der Mitte, nämlich in Böhmen, folgt ebenfalls auf den obersilurischen Kalkstein ein anderer Kalkstein, welchen wir, neueren Forschungen zufolge, dem Unterdevon beizählen.

3. Die devonische Formation. In Grossbritannien und in den baltischen Provinzen ist der grösste Theil der devonischen Formation durch den alten rothen Sandstein vertreten, welcher wohl Fische, darunter fremdartige, schwer gepanzerte Ganoiden und da und dort Landpflanzen, aber keine Korallen oder marinen Conchylien enthält. Dieser rothe Sandstein umfasst verschiedene Abtheilungen des Devon, und wie wir oben sahen, mag in England ein tiefster Theil derselben auch noch dem Silur beigezählt werden.

Im mittleren Europa ist die Sachlage eine andere; der rothe Sandstein fehlt und an seine Stelle treten Schiefer und Quarzit, wohl auch Kalkstein, mit reicher Meeresfauna. Die Kenntniss von

diesem Theile der geschichteten Gebirge hat wichtige Bereicherung erfahren durch Beyrich's und Kayser's Forschungen im Harze. Kayser hat gezeigt, dass die Fauna der Kalksteine, welche dem unterdevonischen Wieder Schiefer des Harzes eingelagert sind, den bisher zum Silur gerechneten höheren Stockwerken der böhmischen Schichtenreihe entspricht. Diese Vorkommnisse im Harze und in Böhmen bezeichnen Kayser's hercynische Stufe.[29]

Mit Recht vergleicht Kayser das Hervortreten dieser neuen marinen Stufe mit den verschiedenen Meeresfaunen, welche wie die Fauna des alpinen Trias, der rhätischen und der tithonischen Stufe, dem nördlichen Europa fremd sind. Sie sind die pelagische Vertretung jener Zeitläufte, welche im Norden durch sublitorale Sedimente oder gar nicht vertreten sind. Man sieht die hercynische Stufe, d. i. die Bildung der hohen See zur Zeit des Unterdevon, in den Pyrenäen in thonigen Lagen,[30] am Harze in Kalkstein, der dem Schiefer eingelagert ist, in Böhmen und in den Ostalpen in reinem Kalkstein und ebenso im südlichen Ural in Kalkstein. Im nördlichen Europa aber sieht man sie nicht.

Nach diesen allgemeinen Bemerkungen kehren wir zu den Lagen mit *Eurypterus* im nördlichen Europa zurück.

Es ist sicher, dass in England *Eurypterus* noch in die tieferen Lagen des alten rothen Sandsteins aufsteigt, und dass überhaupt die Beziehungen des Silur zu diesen tieferen Lagen so enge sind, dass man sie ebenfalls zum Silur rechnet. Die höheren Theile des Sandsteins aber haben je nach ihrer Lagerung und ihren Fossilarten verschiedenartige Gliederungen erfahren, aus welchen feststeht, dass derselbe einen sehr grossen Theil des Devon vertritt, obwohl nahe im Süden, in Devonshire, das Devon schon in mergeliger, zum Theile sogar in kalkiger Entwicklung und mit ziemlich reicher Meeresfauna vorhanden ist.[31]

Der rothe Sandstein breitet sich in vielen flachgelagerten Schollen über die gefalteten Silurschichten des caledonischen Gebirges aus, bis in die nördlichsten Theile von Schottland, bildet die Orkney's und ist auf den Shetland-Inseln vorhanden. (Fig. 10, II, S. 95.)

In den baltischen Ländern ist den obersten Silurschichten gleichfalls der rothe Sandstein aufgelagert. Aber nach dem über-

einstimmenden Urtheile englischer wie russischer Forscher entsprechen die Fischreste des baltischen Sandsteins nicht den tieferen, sondern den mittleren und höheren Lagen des englischen, insbesondere des schottischen Sandsteins.[32] Es ist zwischen dem obersten Silur mit *Eurypterus* auf Oesel und dem auflagernden rothen Sandstein eine Lücke vorhanden; es fehlt die Vertretung des Unterdevon.

An früherer Stelle wurde gezeigt, dass dieser rothe Sandstein gegen Norden über die einzelnen Stufen des Silur in solcher Weise übergreift, dass zwischen Petersburg und Gatschina bereits alles Obersilur verhüllt und nur ein schmaler Saum des Untersilur, dann am Einflusse des Sjas in den Ladogasee nur die primordiale Zone sichtbar ist, und dass weiter im Norden bis ans Meer der Sandstein unmittelbar auf dem archaischen Gebirge liegt. (II, S. 59.) In einer lehrreichen kartographischen Darstellung der Transgressionen, welchen das europäische Russland ausgesetzt gewesen ist, hat Karpinsky als nicht unwahrscheinlich angenommen, dass die Schollen von Quarzit, welche bei Onetz und bei Powjenez N. vom Onegasee liegen, sowie der petrefactenleere Sandstein von der Insel Kildin nahe der Murmanskischen Küste und der Halbinsel Rybatsch gleichfalls hieher zu zählen seien.[33] Zweifelhafter sind vereinzelte Vorkommnisse von Sandstein in den nördlichsten Theilen Norwegens, aber auf Spitzbergen treten in den Liefde-Bay-Schichten die bezeichnenden Fischreste des alten rothen Sandsteins wieder auf, ohne dass bis heute dort eine marine silurische Unterlage bekannt wäre. (II, S. 84.) Ebenso haben wir auf der Halbinsel, welche in Grönland die Fjords von Sermilik, Tunurgdliarfik und Igaliko trennen, auf archaischem Gebirge Schollen von rothem Sandstein, allerdings ohne organische Reste angetroffen. (II, S. 90.) Auf der Halbinsel Gaspé aber und in Neu-Braunschweig hat man die devonischen Fische des rothen Sandsteins bereits gefunden; sie sind auch dort von Landpflanzen begleitet und ihre Uebereinstimmung mit den europäischen Vorkommnissen steht nach Dawson ausser Zweifel.[34]

Es lässt sich nicht läugnen, dass eine gewisse Aehnlichkeit mit dem indischen Ocean hervortritt, indem hier dem rothen Sandstein eine ähnliche Rolle zufällt wie dort den Gondwána-Schichten.

Bei Spitzbergen, ebenso auf Gaspé und wahrscheinlich bis Grönland hin ist in der devonischen Zeit sicher nicht hohe See gewesen. Das Uebergreifen des mitteldevonischen Sandsteins über die einzelnen Stufen des Silur im nördlichen Russland lehrt im Gegentheile, dass dort vor seiner Transgression bereits einzelne Theile des Silur abradirt waren, wie es sich auch auf den caledonischen Falten zeigt.

Nun betrachten wir etwas näher die russische Transgression.

Es ist in Livland und Kurland eine breite Zone von rothem, fischführenden Sandstein vorhanden, welche nach Grewingk etwa 100 M. mächtig ist; ihr folgt gegen Süden eine aufgelagerte Schichtfolge von Dolomit und Kalkstein mit Meeresfossilien, mit Gyps und Mergellagen, welche Pseudomorphosen nach Kochsalz führen; dieses mittlere Stockwerk schätzt Grewingk auf 70 M. Auf demselben liegt in schmaler Zone, etwa 20 M. stark, eine obere Lage von rothem Sandstein.[35]

Bei Cholm am Lowat, im Gouvernement Pskow, traf Karpinsky 300 Kilom. von der südlichen Grenze der Silurzone, unter dieser transgredirenden Schichtfolge die silurischen Schichten noch einmal entblösst, und es scheint auch hier nicht an Anzeichen zu fehlen, dass vor der Transgression, also zur unterdevonischen Zeit, eine theilweise Denudation der silurischen Schichten stattgefunden hat.[36]

Tschernyschew und Wenjukow haben die Fossilien der Kalk- und Dolomitschichten untersucht. Sie gehören dem Mitteldevon an und zeigen, dass nach der Ablagerung der tieferen Sandsteine, welche auch dem Mitteldevon beigezählt werden, eine Zeit vorhanden war, in welcher Gyps und etwas Salz in Lagunen gebildet wurden, aber auch streckenweise tieferes Wasser und eine volle Meeresfauna sich einstellten. Dann folgte noch einmal Sandstein.[37]

Gegen O. und SO. verschwindet mehr und mehr der Sandstein; in Orel scheinen seine letzten Spuren unter mitteldevonischen Kalkschichten bekannt zu sein. Tschernyschew's Uebersicht lässt dies deutlich erkennen. Ober- und Mitteldevon liegen mit reicher Meeresfauna in Orel und Woronesch und sind weit nordwärts unter der Ebene durch Bohrungen ermittelt. Karpinsky versinnlicht das Verhältniss durch eine Zeichnung, die keilförmige Lagen von

Kalkstein zeigt, welche im Sandstein gegen Norden ihr Ende finden. Am Wolchow sieht man das Auskeilen des Kalkes.[38]

Im Nordosten, an der Uchta, welche in die obere Petschora mündet, trifft man wieder mitteldevonische Ablagerungen und darüber den Domanikschiefer.

Kayserling hat ihn beschrieben; den Namen führt er angeblich von dem russischen Worte ‚Dym', der Rauch, denn so gross ist sein Gehalt an bituminösen Stoffen, dass er leicht mit einer russenden Flamme brennt. Bergöl dringt aus dem Boden hervor. Brodförmige Nieren von Kalkstein zeigen sich in einer eingeschalteten Lage von grünem Mergelthon; sie entsprechen den oberdevonischen Goniatitenschichten des Rheingebietes.[39]

Erst am Ural erscheint das Unterdevon und der hercynische Kalkstein, dessen Ablagerung der Lücke unter der baltischen Transgression entspricht.

In ähnlicher Weise sieht man in England und Schottland die Gebiete des rothen Sandsteins, dann südlich davon in den Trümmern des armoricanischen und des variscischen Faltenzuges eine grosse Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit der devonischen Formation, welche in Devonshire, den Ardennen, am Rhein und im Harz, im Thüringerwalde und in den Sudeten aus Quarzit, Schiefer und Kalkstein in vielfacher Gliederung besteht und bei Graz, am Rande der Ostalpen, mit manchen ähnlichen Kennzeichen sich wiederholt. In Böhmen fehlen die Quarzite und die grossen Mächtigkeiten überhaupt; der hercynische Kalk liegt auf dem silurischen Kalk. Auch innerhalb der Ostalpen, in Steiermark, Kärnten und Krain ist bis heute nur der hercynische Kalk bekannt.[40]

In diesen Gebieten lässt sich daher die mitteldevonische Transgression nicht wie in Russland sicherstellen, aber trotz aller der nachgefolgten Störungen sieht man auch hier aus der Vertheilung der Sedimente, dass die litoralen Bildungen im Norden vorherrschen und die pelagischen im Süden.[41]

Wir wollen nun festhalten an der Erfahrung, dass nach den marinen Resten, welche in den Dolomit- und Kalksteinlagen von Livland und Kurland gefunden wurden, das Maximum der dortigen Transgression in das Mitteldevon (Stringocephalen-Horizont) zu stellen ist. Um diese Zeit erreichte in Russland das devonische

Meer seine grösste Ausdehnung. Zunächst folgen im Alter wie in Betreff der Verbreitung die oberdevonischen Domanikschiefer des Petschoragebietes (Goniatiten-Schiefer); dann weichen die Meeresbildungen zurück bis zum Eintritte der Carbonformation.

Mit diesem Ergebnisse wenden wir uns nach Nordamerika. Kayser hat gezeigt, dass die ‚Lower Helderberg Group' von New-York das Aequivalent der hercynischen Stufe sei. Die geringe Ausbreitung derselben, die Gliederung der nachfolgenden Schichtenreihe und die verwickelten Verhältnisse, welche in New-York durch örtliche Discordanzen herbeigeführt werden, lassen sich hier nicht näher ausführen.[42] Ich werde mich nur mit einer bestimmten Gruppe der devonischen Schichten Nordamerikas beschäftigen.

Marcellus Slate, Hamilton Group und Genessee Slate bilden im Staate New-York die Vertretung des Mitteldevon. Der untere, Marcellus Slate, und der obere, Genessee Slate, besitzen so vielfache Aehnlichkeiten in ihren organischen Resten, dass Williams die Genessee Fauna als eine Recurrenz der Fauna des Marcellusschiefers ansieht. Die zwischenliegende Hamilton Group umschliesst Kalklager mit zahlreichen Seethieren und streckenweise gegen oben eine besondere Kalkbank, Tully limestone, welche *Rhynchonella cuboides*, eine am Rhein, in England und Russland wohlbekannte mitteldevonische Art, enthält.[43]

In den Genessee-Schiefern befinden sich im Staate New-York gegen den Ontario hin beträchtliche Mengen von bituminösen Stoffen, und Clarke schildert eine bestimmte Lage in denselben, gebildet von Millionen der kaum $1^1/_2$ bis 2 Mm. grossen Gehäuse der *Styliola fissurella*, eines kleinen Pteropoden, welche von den Wogen des devonischen Meeres an die Küste gespült wurden; dazwischen liegen Stämme von *Lepidodendron*, *Dadoxylon* u. A., welche zugleich herangetragen wurden. Auch schon in dem Marcellusschiefer sind solche *Styliola*-Bänke vorhanden.[44]

Diese drei genannten Glieder der amerikanischen Schichtreihe sind allseitig als das amerikanische Mitteldevon anerkannt; sie sind das Aequivalent der Dolomit- und Kalklagen von Livland und Kurland. Ueber denselben liegt der Naples Slate, ebenfalls streckenweise bituminöse Lagen enthaltend, mit Meeresconchylien, Fischen und Landpflanzen. In diesen hat Clarke eine eingeschal-

tete Lage von Knollenkalk mit Goniatiten gefunden, welche dieses Glied gleichstellt den tieferen Theilen des europäischen Oberdevon, zugleich genau übereinstimmend mit dem ölführenden Domanikschiefer der Petschora.[45]

Es sind sonach die Zeitäquivalente der russischen Transgression jenseits des atlantischen Oceans ermittelt.

Nun sind es genau diese Aequivalente des Maximums der russischen Transgression, nämlich die Gesteine der Hamilton-Gruppe, welche an dem westlichen Rande des canadischen Schildes und im Thale des Mackenzie, weit über das Gebiet der Silurbildungen der Vereinigten Staaten hinaus, bis zu jenen des Eismeeres angetroffen wurden. (II, S. 52.) Wir haben gesehen, dass Meek nur Fossilien der Hamilton-Gruppe erkannte in allen ihm vorgelegten Aufsammlungen vom Clear Water in 56° 30′ n. Br. bis zum arktischen Ocean. Ueber den kalkreichen Hamilton-Schichten im engeren Sinne liegen ölhaltende Schiefer mit Bänken der *Styliola fissurella*, die Fortsetzung der Genessee-Schiefer des Südens, und die organischen Reste dieser Schichten bleiben im Wesentlichen dieselben von Rock Island, Illinois bis zum Eismeere, durch fast 30 Breitegrade.[46]

Noch kennt man aus dem weiten Gebiete vom Clear Water bis zum Eismeere keine silurischen Vorkommnisse. Künftige Reisende mögen sie vielleicht entdecken, obwohl es schwer zu begreifen wäre, wie sonst so ausgebreitete Gebilde in einem flachgelagerten Schichtensysteme und bei der Nähe der archaischen Unterlage sollten unbekannt geblieben sein und gerade nur immer dieselben Glieder des Devon die Beobachter sollten gefesselt haben.

Nach dem heutigen Stande der Erfahrungen haben wir zu vermuthen, dass die Hamilton-Schichten sammt dem aufgelagerten Genessee-Schiefer in grosser Transgression über den westlichen Theil des canadischen Schildes vordringen, dass sie den westlichen Glint bilden und sich im Norden in die silurisch-devonisch-carbonische Region wieder einfügen, die den arktischen Archipel bildet. Wie die Fortsetzung innerhalb jener Zone von Sandstein sich gestaltet, welche dort unter dem Kohlenkalke liegt, ist dermalen nicht bekannt.

Diese transgredirenden Ablagerungen des westlichen Canada sind, wie gesagt, die Zeitäquivalente der transgredirenden Ablagerungen des russischen Devon. So gelangen wir zu der Folgerung, dass zu gleicher Zeit vom Ural her über die russische Ebene gegen West und Nordwest und von den Rocky Mountains her quer über das Thal des Mackenzie gegen Osten hin eine sehr beträchtliche Erweiterung der devonischen Meere stattgefunden hat. Die Uebereinstimmung geht so weit, dass die Domanik-Schiefer an der oberen Petschora und die gleichzeitigen Genessee-Schiefer am Athabasca beide durch den Gehalt an Erdöl ausgezeichnet sind.

Die positive Phase in der Mitte der devonischen Formation zeigt sich demnach zugleich auf beiden Seiten des atlantischen Oceans.

4. Die Carbonformation. Um die Erscheinungen zu besprechen, welche die Bildung der grössten Kohlenflötze begleiten, werde ich mich vorläufig wieder auf das nordatlantische Gebiet im weitesten Sinne beschränken, nämlich auf jenen Theil der nördlichen gemässigten Zone, welcher vom Ural im Osten bis zu den Rocky Mountains im Westen reicht und fast den halben Umfang der Erde in dieser Zone umfasst. In diesem Gebiete herrscht für die carbonische Zeit eine so auffallende Uebereinstimmung der wichtigsten Glieder, dass es unternommen werden darf, das europäische und das amerikanische Gebiet schrittweise gleichzeitig in Betracht zu ziehen.

a. Die Sedimente dieses Zeitabschnittes beginnen an den meisten Orten mit einer Sandsteinablagerung von wechselnder Mächtigkeit. In Schottland nennt man sie Calciferous Sandstone, in Irland Coomhola grit, im östlichen Canada Lower Coal Measures, in Pennsylvanien nach der von Rogers eingeführten Bezeichnungsweise Vespertine and Umbral Series; gegen Westen verlieren diese Schichten an Bedeutung und man nennt sie in Ohio Waverley-Sandstone. In Illinois treten aber die vom Lande herbeigetragenen klastischen Elemente zurück, dolomitischer Kalkstein mit Seethieren erscheint an ihrer Stelle; man nennt sie dann die Kinderhook Group.

Ebenso wie diese Abtheilung von Ost-Canada und Virginien gegen Westen abnimmt, verliert sie in Europa von Grossbritannien her gegen Osten ihre Mächtigkeit und im südlichen Russland erscheinen in den tiefsten marinen Schichten des dortigen Carbon einzelne der bezeichnenden Seethiere der Kinderhook-Gruppe von Illinois wieder.

In Grossbritannien sind dieser tiefsten Abtheilung sowohl Reste von Landpflanzen, als auch, zwar nur selten, solche von Seethieren beigemengt. Kirkby hat genaue Angaben über die Schichtfolge im Calciferous Sandstone von Fife in Schottland veröffentlicht. Dort ist der tiefste Theil der Folge nicht entblösst; dennoch ist man im Stande, eine Mächtigkeit von mehr als 3900 Fuss zu verfolgen. Innerhalb der oberen 3400 Fuss, also in der Gesammtheit mit Ausnahme des tiefsten Theiles, sind etwa 50 Flötzchen und Kohlensäume von drei Zoll aufwärts vorhanden, viele von ihnen ruhend auf Thonlagen mit *Stigmaria,* wie sie von den meisten Beobachtern als die ursprüngliche Einwurzelung des Waldbestandes und der Nachweis des Wachsthums an Ort und Stelle angesehen werden. Ferner sieht man Pflanzenreste zerstreut im Sandstein. Ausserdem sind dieser selben Schichtfolge in verschiedenen Höhen nicht weniger als 18 Schieferlagen oder dünne Kalksteinbänke eingeschaltet, welche Meeresconchylien enthalten. So liegt 2280 Fuss unter der oberen Grenze des Calciferous Sandstone eine Encrinitenbank mit 35—40 Arten von Meeresconchylien und Radiaten, dann mit Stämmen von *Lepidodendron* und *Dadoxylon.*[47] Wird aber der Unterthon mit *Stigmaria* als ursprüngliche Einwurzelung anerkannt, so müssten hier gar oft die Bedingungen für den Wuchs von Land- oder Sumpfpflanzen mit Meeresbedeckungen gewechselt haben.

An der atlantischen Küste Irlands beträgt nach Hull die Mächtigkeit dieses Gliedes etwa 1500 Fuss.[48]

In Neu-Braunschweig und in Neu-Schottland, wo diese Serie besonders mächtig ist, kennt man wohl bauwürdige Flötze, aber keine eingeschalteten marinen Bänke zwischen denselben. Im Westen dagegen, in Illinois, ist, wie gesagt, die Kinderhook-Gruppe hauptsächlich aus mürben, öfters dolomitischen Schichten gebildet, welche Seethiere enthalten.[49]

In den Pyrenäen und in Asturien ist nach Barrois der ‚Marbre Griotte', ausgezeichnet als Goniatitenlager, den tiefsten Theilen der Carbonformation zuzuzählen.[50]

b. Ueber dieser tiefsten Abtheilung carbonischer Schichten liegt in Europa wie in Amerika der Kohlenkalk, welcher mit seiner Fülle von Seethieren aller Art und in der grossen Mächtigkeit, welche er erreicht, das Vorhandensein hoher See durch lange Zeit für den grössten Theil des in Betracht gezogenen Gebietes anzeigt. Wir können uns kaum anders vorstellen, als dass nach den eigenthümlichen Oscillationen während des Calciferous Sandstone in Schottland, welche eben an einem Beispiele versinnlicht worden sind, nunmehr weithin pelagische Verhältnisse eingetreten sind.

In England nimmt der Kohlenkalk nach Hull's Angaben in der Richtung gegen Südost zu; in Belgien tritt er mit der Mächtigkeit von 800 M. auf; er breitet sich über einen guten Theil von Deutschland aus, ohne jedoch besonders hervorzutreten, und erlangt dann über die russische Ebene bis weit über den Ural und in die arktischen Regionen eine grosse Verbreitung. Er bildet einen grossen Theil der Oberfläche von Irland, erreicht dort 2500 bis 3000 Fuss und tritt sowohl in Frankreich als in Spanien auf.

Jenseits des Oceans zeigt er sich im östlichen Canada durchzogen von röthlichem Schiefer und begleitet von Gyps, ein Anzeichen unterbrochener Bildung und des vorübergehenden Bestandes verdampfender Lagunen.[51] Er fehlt in Virginien und eine mächtige Ablagerung von Sandstein nimmt seine Stelle ein. Dagegen gewinnt er jenseits dieses Gebietes gegen Westen wieder mehr und mehr an Mächtigkeit. Dieselbe beträgt in SW. Illinois 1200 bis 1500 Fuss. Hieraus geht hervor, dass der Kohlenkalk der Mitte der Vereinigten Staaten durch eine Sandablagerung, welche beiläufig die Lage der heutigen Gebirgsketten des Ostens einnimmt, also durch eine klastische Zone von dem atlantischen Gebiete getrennt war, und dass folglich nur auf einem Umwege die Verbindung mit dem europäischen Carbonmeere hergestellt war. Dennoch besteht eine grosse Uebereinstimmung der Fauna, und der Fortschritt der Studien vermehrt die Zahl der identischen Arten.[52]

Man hat mehrere Abtheilungen im Kohlenkalke unterschieden, so Hall und Worthen in Amerika, Gosselet und Dupont in Frankreich und Belgien. Koninck hat den Versuch gemacht, sie untereinander sowie mit den russischen Vorkommnissen zu vergleichen.[53]

c. und *d.* In Europa erscheint nun ein Glied, welches in Amerika nicht nachgewiesen ist, und welches an seinen typischen Localitäten in der Mengung von Landpflanzen und Meeresconchylien das Merkmal einer litoralen Bildung an sich trägt. Es ist der Culm oder die Yoredale beds. Die Flora desselben besitzt übrigens eine weite Verbreitung über die Grenzen Europas. Der Culm tritt in Irland und England auf, in Belgien, am Rhein, in den Vogesen und am Harzgebirge und zieht sich unterbrochen, doch mit unveränderten Kennzeichen den variscischen Falten folgend, bis nach Mähren. Man kennt den Culm aus Frankreich; F. Roemer zeigte, dass er in Spanien und in Portugal auftrete, und Toula entdeckte ihn im westlichen Balkan.[54]

Einige Beobachter sind der Ansicht, dass gewisse Beziehungen bestehen zwischen dem Culm und dem flötzleeren Sandstein oder Millstone grit, einer Sandsteinablagerung, welche in einzelnen Landstrichen mit grosser Mächtigkeit auftritt und in anderen fehlt. Wo der Culm nicht vorhanden ist, liegt der flötzleere Sandstein unmittelbar auf dem Kohlenkalk. Man ersieht aus Hull's werthvollen Zusammenstellungen, dass der Millstone grit und unter demselben die Yoredale beds die grösste Mächtigkeit in Süd-Lancashire besitzen, und zwar wird der erste auf 3500 bis 5000 Fuss, der zweite auf 2000 bis 4000 Fuss geschätzt. Noch in Yorkshire, Derbyshire und in Nord-Staffordshire ist die Mächtigkeit bedeutend; dann nimmt sie nach allen Richtungen ziemlich rasch ab und beträgt nur bei Bristol wieder ausnahmsweise etwa 950 Fuss.[55]

Der flötzleere Sandstein erscheint in Westphalen wieder und liegt dort auf dem Culm; Dechen bestätigt, dass diese beiden Ablagerungen schwer zu trennen seien, und einzelne Pflanzenarten des Culm erscheinen im flötzleeren Sandstein.[56]

Jenseits des Oceans sieht man den flötzleeren Sandstein wieder in Pennsylvanien 1000—1500 Fuss stark, sich erstreckend gegen Virginien und Tennessee in der Richtung des Gebirges und zugleich gegen Westen rasch an Mächtigkeit abnehmend. Das Auf-

treten des Kohlenkalkes in Europa wie in Amerika, sowie das Nachfolgen des flötzleeren Sandsteins in den beiden Welttheilen sind so auffallend, dass Dana sie als einen Beweis der Gleichzeitigkeit der Veränderungen hervorhob.[57]

e. Es ist nun jene Reihe von Ablagerungen erreicht, in welcher die grösste Menge fossilen Brennstoffes aufgehäuft liegt. Manche ungelöste Frage knüpft sich an die Art der Entstehung der Kohlenflötze, und es wird nothwendig sein, in Einzelheiten einzutreten.

Die marinen Verhältnisse treten sehr, doch keineswegs ganz zurück. In den mächtigen, grösstentheils aus Sandstein und Schiefer bestehenden Ablagerungen, also in vom Lande herstammenden klastischen Sedimenten, wiederholen sich in der Regel oftmals übereinander die Kohlenflötze. Das Flötzrevier von Ostrau und Karwin in Mähren und Schlesien umfasst zwei dem Alter nach unterscheidbare Abtheilungen von flötzführendem Gebirge. Lässt man die Flötze unter 15 Cm. ausser Betracht, so ergibt die ältere Abtheilung in einer Mächtigkeit von 3793 M. 179 Kohlenflötze, und die jüngere Abtheilung, welche 415 M. mächtig ist, umschliesst 39 Flötze, zusammen 218 Flötze in einem 4208 M. mächtigen Flötzgebirge, und durchschnittlich je 1 M. Steinkohle auf 28 M. Sandstein und Schiefer.[58]

Im Gegensatze dazu sieht man im mittleren Böhmen das flötzführende Gebirge nur in seinem tiefsten Theile kohlenführend, und es steigt die Zahl der Flötze über 15 Cm. kaum auf mehr als acht oder zehn, unter welchen allerdings die tiefsten eine ansehnliche Mächtigkeit erreichen. Auf diese Flötze folgt eine sehr grosse Anhäufung von taubem Sandstein und Schieferthon und dann eine obere, vielleicht schon permische Flötzbildung.[59]

Das mährisch-schlesische Flötzgebirge liegt concordant auf Culm, und ein Theil der Culmflora steigt in seine tiefsten Flötze auf; das mittelböhmische Kohlengebirge liegt dagegen transgredirend auf archaischen und silurischen Gesteinen. Das erstere Revier umschliesst marine Zwischenlagen, das letztere nicht. So zeigt ein erstes Beispiel, wie mannigfaltig die Verhältnisse waren, unter denen die Flötze gebildet worden sind.

Nicht selten sind marine Lagen zwischen die Flötze eingeschaltet. Es ist oft gesagt worden, dass diese wiederholte Flötz-

bildung durch ebenso oftmalige Oscillationen des festen Landes herbeigeführt worden seien. Insbesondere ist in England betont worden, dass unter den meisten Flötzen ein Thonlager, der ‚Underclay' oder Unterthon, vorhanden sei, erfüllt mit den Wurzelstöcken der Pflanzen, aus denen das Flötz besteht, wie wir sie schon im Calciferous Sandstone von Fife erwähnt haben; das Flötz müsse an Ort und Stelle entstanden sein und jedes einzelne Flötz bedeute das Vorhandensein einer neuen Land- oder Sumpffläche, auf welcher ein neuer Wald emporwuchs. Wir wollen nun nicht fragen, wie oft sich das gesammte Felsgerüste des Planeten nach aufwärts und wieder nach abwärts bewegen sollte, um ähnliche Reihen von Flötzen zu bilden, sondern wollen versuchen, im Westen beginnend, zuerst eine allgemeine Uebersicht der verschiedenartigen Entwicklung des Steinkohlengebirges zu erlangen. Dabei wird sich zeigen, dass über der bisher erwähnten Meeresfauna des Kohlenkalkes im Culm und in den Zwischenlagen eine weitere, wenn auch nicht scharf getrennte Meeresfauna vorhanden ist, und dass dieser später noch eine weitere, die obercarbone Meeresfauna, jene des Fusulinenkalkes, folgt.

In dem westlichsten Theile der hier betrachteten Landstriche, in Utah und Nevada, ist das gesammte Carbon nur durch marine Ablagerungen vertreten. Ausserordentliche Mächtigkeiten sollen hier erreicht werden; Cl. King gibt für den Wahsatch-Kalkstein, welcher untercarbonische Fossilien enthält und vielleicht in das Devon hinabreicht, im Wahsatch-Gebirge 7000 Fuss an, 6000 Fuss für den auflagernden Weber-Quarzit und 2000 Fuss für den obercarbonischen Kalkstein. Etwas geringer sind die Ziffern, welche für das mittlere Nevada ermittelt wurden. Es ist aber bemerkenswerth, dass in Nevada, inmitten der marinen Kalkmassen, zwischen Korallen und Brachiopoden, Walcott zwei aus der Ferne eingeschwemmte, durch Lungen athmende Conchylien erkannt hat.[60]

Ostwärts, gegen den äusseren Rand der Rocky Mountains und bis zu den Black Hills, Dakota, nimmt die Mächtigkeit sehr ab; es sind nur marine Ablagerungen vorhanden.

Noch weiter gegen Osten, jenseits des Prairielandes, beginnen die Kohlenflötze hervorzutreten. Zuerst allerdings, im östlichen Nebraska, sind sie nach Meek's Angaben sehr selten, gering

und kaum bauwürdig; Lagen von marinem obercarbonischen Fusulinenkalk wechseln mit Lagen von Schieferthon, welchem die Reste halbverwester Pflanzen und einzelne Stämme eingestreut sind.[61]

Jenseits des Missouri, in Jowa, gibt es schon zahlreiche bauwürdige Flötze, aber auch die marinen Kalkbänke sind mit ihnen vorhanden. Die flötzführende Schichtfolge liegt auf dem untercarbonischen Kohlenkalk. Im Südosten, wo das Meer offen war, ist dieser auch überall unter dem Flötzgebirge sichtbar, aber gegen Norden hin greift das letztere weit über den Kohlenkalk in Jowa und Illinois hinaus und liegt oft auf devonischen oder silurischen Schichten. Gegen die Appalachien hin ist, wie wir bereits sahen, der Kohlenkalk durch Sandstein, Conglomerate und Schiefer ver-

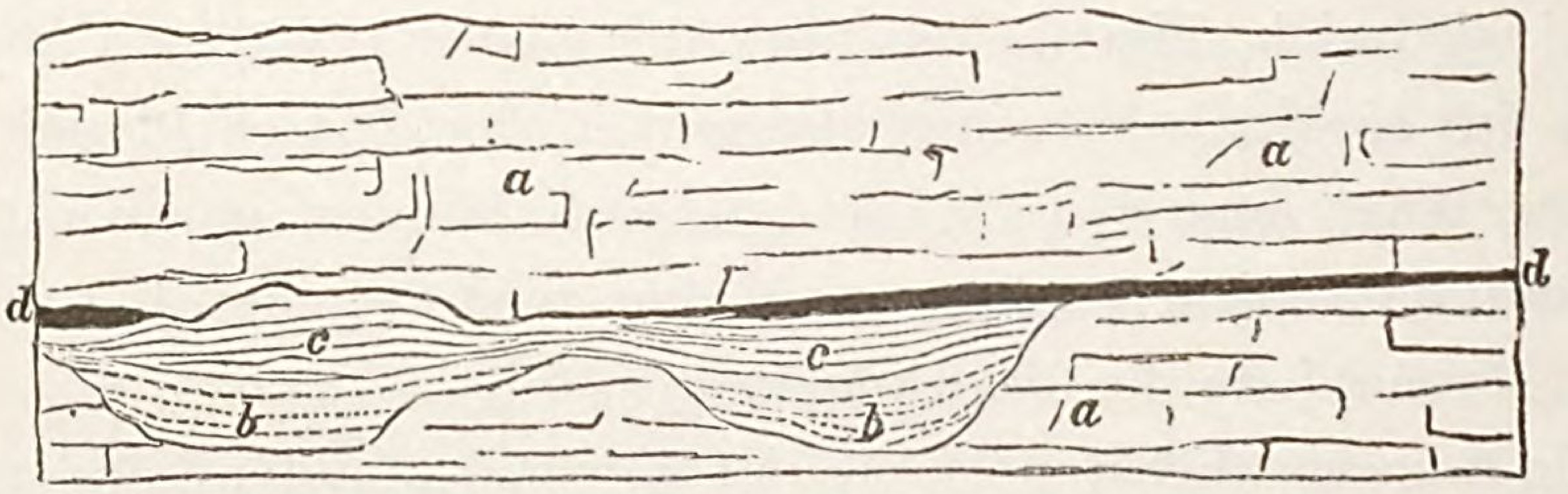


Fig. 25. Durchschnitt bei Jowa City, nach J. Hall.
a Devonischer Kalkstein; *b* grober Sandstein in gekrümmten Blättern; *c* aschenfärbiger und grünlicher Thon; *d* Kohlenflötzchen; der untere Theil schiefrig, mit Fischzähnen.

treten. Bei dieser Transgression ist es geschehen, dass die transgredirenden flötzführenden Sedimente in Höhlungen des devonischen Kalksteins von oben her eindrangen und innerhalb dieser Höhlungen kleine geschichtete Absätze bildeten, welche sogar Fischreste und an einer Stelle ein kleines Kohlenband enthalten. Diese von J. Hall geschilderten Verhältnisse sind für spätere Erläuterungen von Wichtigkeit[62] (Fig. 25).

Die Flötzablagerungen dieses Gebietes sind durch die eben erwähnte häufige Einschaltung von petrefactenreichen Meeresschichten zwischen die Flötze ausgezeichnet; so beschreibt Worthen eine Schichtfolge von New-Haven am unteren Wabash, Illinois, in welcher zwanzig petrefactenführende marine Einschaltungen und sechzehn Steinkohlenflötze im Wechsel vorhanden sind. Einzelne marine Lagen erreichen bis zu 35 Fuss.[63]

Diese marinen Einschaltungen gelangen bis Ohio und bis West-Virginien; in Pennsylvanien finden sie ihr Ende. Sie fehlen auch im östlichen Canada. In dem Profil der South Joggins, an dem nördlichen Arme der Fundy-Bay, welches von Logan, Lyell und Dawson untersucht wurde, ist die Carbonformation längs des Meeres aufgeschlossen. Es sind 81 Kohlenflötze vorhanden; die meisten von ihnen liegen auf Unterthon. Man trifft aufrechte Stämme, Reptilien in hohlen Stämmen, lungenathmende Conchylien, auch Reste von Fischen, aber keine marine Einschaltung.[64]

Indem wir diese flüchtige Uebersicht in Europa fortsetzen, unterscheiden wir zunächst zwei Gruppen von Flötzvorkommnissen. Die erste Gruppe gehört dem äusseren Rande des armoricanischen und des variscischen Faltenzuges an oder liegt nördlich von diesem Rande. Sie umfasst die sämmtlichen Kohlenreviere Grossbritanniens, jene des nordwestlichen Frankreichs, dann die belgischen, westphälischen und nach weiter Lücke die oberschlesisch-mährischen Flötze. Die zweite Gruppe liegt südlich von der ersten und ihr gehören die Reviere an der Saar, im mittleren Böhmen und das Schatzlar-Waldenburg'sche Revier an. In der ersten Gruppe sind marine Einschaltungen bekannt, in der zweiten nicht oder doch nur in geringen Spuren. Die erste liegt dort, wo sie dem Rande der Faltenzüge selbst angehört, concordant auf den nächst älteren Ablagerungen. Die zweite Gruppe liegt übergreifend auf verschiedenartigen Gesteinen. So wenigstens scheint die Regel von Mähren bis an den Rhein zu sein.

Die zahlreichen vereinzelten Schollen, welche den Kohlenreichthum der britischen Inseln enthalten, sind wahrscheinlich nur durch tektonische Vorzüge und durch Denudation getrennte Reste einer einstens zusammenhängenden Bildung. Für die wichtigen Reviere des südwestlichen England, jene des südlichen Wales, von Dean Forest und Bristol, tritt der einstige Zusammenhang auf das Deutlichste hervor. Jene von Coalbrook Dale, Süd-Staffordshire und Warwickshire hängen vielleicht heute noch unterirdisch zusammen. Aber auch die irischen Schollen und jene in dem schottischen Graben sind nur als Theile einer einzigen Decke anzusehen. Dabei tritt allerdings Mannigfaltigkeit in der Mächtigkeit des unterliegenden flötzführenden Sandsteins und auch in Betreff

der Ueberlagerung im Allgemeinen ein. Das Süd-Staffordshire-Revier lagert übergreifend auf Obersilur.[65]

Nur in den tieferen Theilen dieses flötzführenden Gebirges sind marine Einschaltungen vorhanden; gegen oben werden sie selten und gering und tragen sie ganz litorale Merkmale an sich; noch höher fehlen sie ganz. Die tieferen Abtheilungen hat Hull in seiner Uebersicht dieser Vorkommnisse als Gannister beds bezeichnet.[66]

In allen irischen Kohlenrevieren mit Ausnahme jenes von Bally Castle, Antrim, das einem noch tieferen Horizont angehört, finden sich diese durch das Erscheinen von Seethieren ausgezeichneten Gannister beds vor, ebenso in Schottland und in den einzelnen Schollen Englands, und von da setzen sie auf das Festland über. Dieselben marinen Einschaltungen erscheinen im nordfranzösischen Flötzgebirge z. B. bei Auchy-au-Bois, und an mehreren Stellen in Belgien. Im Becken von Charleroi sieht man in einer solchen Bank die beiden Schalen eines *Mytilus* in Menge paarweise aufgeklappt neben einander liegen. Aehnliches trifft man an dem heutigen Strande, wenn ungestörte Verwesung vor sich geht. Die Schliessmuskel lösen sich zuerst, dann klappt das Gehäuse auf. Diese Bänke sind also das Ergebniss ruhigen Absatzes.[67]

Zwischen den westphälischen Flötzen sind zahlreiche Einschaltungen mit Conchylien vorhanden; die tieferen sind rein marinen Ursprungs, aber die höheren enthalten nur die Gattung *Anthracosia*, deren mariner Ursprung zweifelhaft ist. Dechen hat die ganze Folge dieser Schichten veröffentlicht.[68]

Zwischen den oberschlesischen Flötzen wurden marine Einschaltungen von F. Roemer im Jahre 1863 entdeckt, und im Jahre 1870 verglich derselbe diese merkwürdigen Vorkommnisse bereits mit den Gannister beds oder Pennystone der Kohlenreviere von Coalbrook Dale und von Carluke in England. Kosmann hat gezeigt, dass sie sich in bestimmten Horizonten wiederholen und gute Dienste zur Ermittlung der Flötzfolge leisten können. Die muschelführenden Bänke sind theils marinen, allerdings wohl litoralen Ursprungs und enthalten Gattungen wie *Phillipsia*, *Bellerophon* und *Productus;* andere tragen limnische Merkmale, diese führen *Anthracosia* und *Modiola.*[69]

Durch die vieljährigen Bemühungen D. Stur's auf den österreichischen Fortsetzungen des oberschlesischen Revieres bei Ostrau und Karwin ist Folgendes festgestellt. Die flötzreichen Ablagerungen liegen concordant auf dem Culm, welcher zugleich Landpflanzen und Seethiere enthält, wie in Nassau. Ein Theil der Flora des Culm tritt in die tiefere Abtheilung der flötzreichen Ablagerungen herauf und bildet, vereint mit neu hinzutretenden Arten, die jüngere Culmflora, die Zone des *Sphenophyllum tenerrimum* oder die Ostrauer Schichten. Diese Zone umfasst fünf Gruppen von Flötzen; in den drei unteren derselben sind marine Einschaltungen vorhanden, ähnlich jenen, welche F. Römer in Oberschlesien fand. Die mächtigste derselben liegt zwischen der dritten und der vierten Flötzgruppe; auch Stur vermuthet Uebereinstimmung mit dem englischen Gannister. In der vierten und der fünften Flötzgruppe erscheint nur mehr die Gattung *Modiola*, dann in grosser Menge *Anthracosia*, ferner *Eurypterus*, *Cypris*, *Planorbis*. Der marine Charakter ist verloren.

Nun folgt eine höhere Abtheilung des flötzreichen Gebirges mit neuer Flora, die Schatzlarer Schichten; in dieser sind solche Einschaltungen nicht bekannt.[70]

Diese Thatsachen lehren, dass in dem ganzen mittleren Theile der Vereinigten Staaten, von Indiania und Jowa bis in das westliche Pennsylvanien vielfache marine Einschaltungen zwischen die Kohlenflötze stattfinden, und dass diese Einschaltungen nur in jenen östlichen Gegenden aufhören, wo, wie in den Alleghanies, auch der darunter liegende Kohlenkalk durch Sandstein und Schiefer ersetzt ist, oder derselbe, wie in Neu-Braunschweig, durch die Einschaltung gypshältiger Mergel die Nähe des Ufers verräth. Die Einschaltungen sind in den tieferen Theilen des flötzreichen Gebirges bedeutender und der marine Ursprung tritt bestimmter hervor, während gegen oben litorale Kennzeichen sich bemerkbar zu machen pflegen und die Einschaltungen überhaupt geringer sind.

Aehnliche marine Einschaltungen sind in dem flötzreichen Gebirge von Schottland, Irland, England, N.-Frankreich, Belgien, Westphalen, Ober-Schlesien und N.-Mähren vorhanden. Auch hier enthalten die tieferen Lagen eine sicher marine Fauna; es folgen hierauf oder wechseln zuerst und folgen dann allein litorale Con-

chylien oder solche von unsicherem, vielleicht lacustrem Ursprunge, wie die Anthracosien; in noch höheren Abtheilungen aber fehlen die Einschaltungen gänzlich.

Trotz dieser Uebereinstimmung sind die erwähnten amerikanischen und europäischen Einschaltungen nicht von gleichem Alter. Die europäischen Einschaltungen oder Gannister-beds schliessen sich zunächst der Fauna des Untercarbon an; gewisse neue Arten treten hinzu und die wichtigeren Gruppen der hohen See pflegen zu fehlen. Die amerikanischen Vorkommnisse dagegen enthalten die Fauna des obercarbonischen Fusulinenkalkes.

Anders ist es im südlichen Europa.

In Asturien liegt nach Barrois über dem Kohlenkalke die Culmflora, und es folgt eine Serie von wechselnden pflanzenführenden und Meeresconchylien enthaltenden Lagen, welche bis in die Höhe der amerikanischen Einschaltungen, des obercarbonischen Fusulinenkalkes heraufreichen, wie die Uebereinstimmung einer guten Anzahl von Arten beweist.[71]

Noch bemerkenswerther ist das Verhältniss in den südlichen Alpen. Auf dem Auernig und der Kronalpe bei Pontafel in Kärnten kann man vielfachen Wechsel sehen von gelbem Sandstein, welcher Pflanzenreste der höchsten carbonischen Flora enthält, und dunklem Kalkstein, erfüllt von Fusulinen und einer Meeresfauna, die den obercarbonischen amerikanischen Einschaltungen gleichzustellen ist. Der Sandstein ist begleitet von Bänken von Quarzconglomerat; zuweilen liegen einzelne Meeresconchylien mit den Pflanzen im Sandstein.[72]

Es besteht also Uebereinstimmung zwischen diesen Vorkommnissen Kärntens und dem flötzreichen Gebiete von Illinois und Jowa. Die Flötze sind durch pflanzenführenden Sandstein vertreten, aber der Schichtenwechsel ist hier wie dort vorhanden.

Im südlichen Russland, am Donetz, treten bauwürdige Flötze hervor. In dem Hauptgebiete herrscht noch einige Meinungsverschiedenheit über die Schichtfolge, während gegen den Nordrand des Revieres, bei Kaluga, Tula und südlich von Rjäsan, durch A. Struve's Arbeiten Klarheit geschaffen worden ist.[73]

Es mag jedoch, bevor wir dieses betrachten, erinnert sein, wie verschiedenartige Wirkungen durch denselben Vorgang in

der Nähe des Ufers und in grösserer Entfernung von demselben hervorgebracht werden mögen. Wenn in der Nähe des Landes die klastischen Sinkstoffe solche Mächtigkeit erlangen können, dass sie dem Meeresspiegel nahe kommen, ist in grösserer Entfernung eine so mächtige Anhäufung nicht zu erwarten, sondern nur etwa kalkiger Absatz. Es vermag ferner eine positive Veränderung, welche so gering ist, dass das Anwachsen der klastischen Sedimente ihr zu folgen vermag, ein neues und immer weiter landwärts und auch seewärts vordringendes Sumpfland zu erzeugen, während gleichzeitig in der hohen See durch dieselbe positive Veränderung nur die Meerestiefe vermehrt wird.

Südlich von Moskau treffen wir den Fusulinenkalk wieder, aber ohne Zwischenlagerung von Flötzen oder von pflanzenführenden Schichten. Unter demselben liegt mariner Kalkstein mit *Productus giganteus*, das höchste Glied des Kohlenkalkes. Gegen unten nimmt dieses marine Glied zweimal Kalksteinbänke auf, welche Stigmarien enthalten und streckenweise in Sand und Thon mit geringen Flötzen übergehen. Unter diesen liegen die bauwürdigen Flötze und unter den Flötzen wieder marine Kalkschichten, zu unterst, wie bereits gesagt worden ist, mit einzelnen Fossilien der Kinderhook-Gruppe von Illinois.

Es fehlt also in Russland auch nicht an einem Wechsel von marinen Bänken und von Flötzen. Dieser Wechsel ist aber nicht so häufig wiederholt; er gehört tiefen Horizonten an, und hoch über demselben liegt der Fusulinenkalk.

Hiernach ergibt sich, dass diese Art des Schichtenwechsels für die Flötze des Carbon sehr bezeichnend ist. Man sieht sie im Calciferous Sandstone von Fife unter dem Kohlenkalke, dann in den Gannister beds über dem Kohlenkalke von England bis Mähren, endlich in dem obercarbonischen Horizonte des Fusulinenkalkes in den Vereinigten Staaten, wahrscheinlich in Spanien, sicher in Kärnten, wo allerdings die Flötze durch pflanzenführenden Sandstein vertreten sind.

Weit ausserhalb des hier in Betracht gezogenen Gebietes, in den nordchinesischen Flötzrevieren hat Richthofen dieselben Einschaltungen mariner Bänke angetroffen, und auch dort ist der klastische Thon der flötzführenden Serie übergreifend über die von

Höhlungen durchzogene Fläche des Kohlenkalkes gelagert und wie in Jowa in diese Höhlungen eingedrungen; in Süd-China aber liegen obercarbonische Meeresschichten knapp auf den Flötzen.[74]

Obwohl viele Tausende von Menschen bei Tag und Nacht in den Flötzen arbeiten und viele scharfsinnige Beobachter durch ihren Beruf veranlasst sind, ihr Leben hindurch diesen Ablagerungen die Aufmerksamkeit zuzuwenden, ist die Entstehung der Flötze doch noch keineswegs ganz aufgeklärt.

Englische Forscher haben sich auf den Unterthon mit *Stigmaria* berufen; sie betrachten, wie erwähnt worden ist, den Unterthon als die Grundlage eines Sumpfwaldes, vielleicht hinausstrebend gegen das Meer wie unsere heutigen Mangrove-Waldungen, sehen

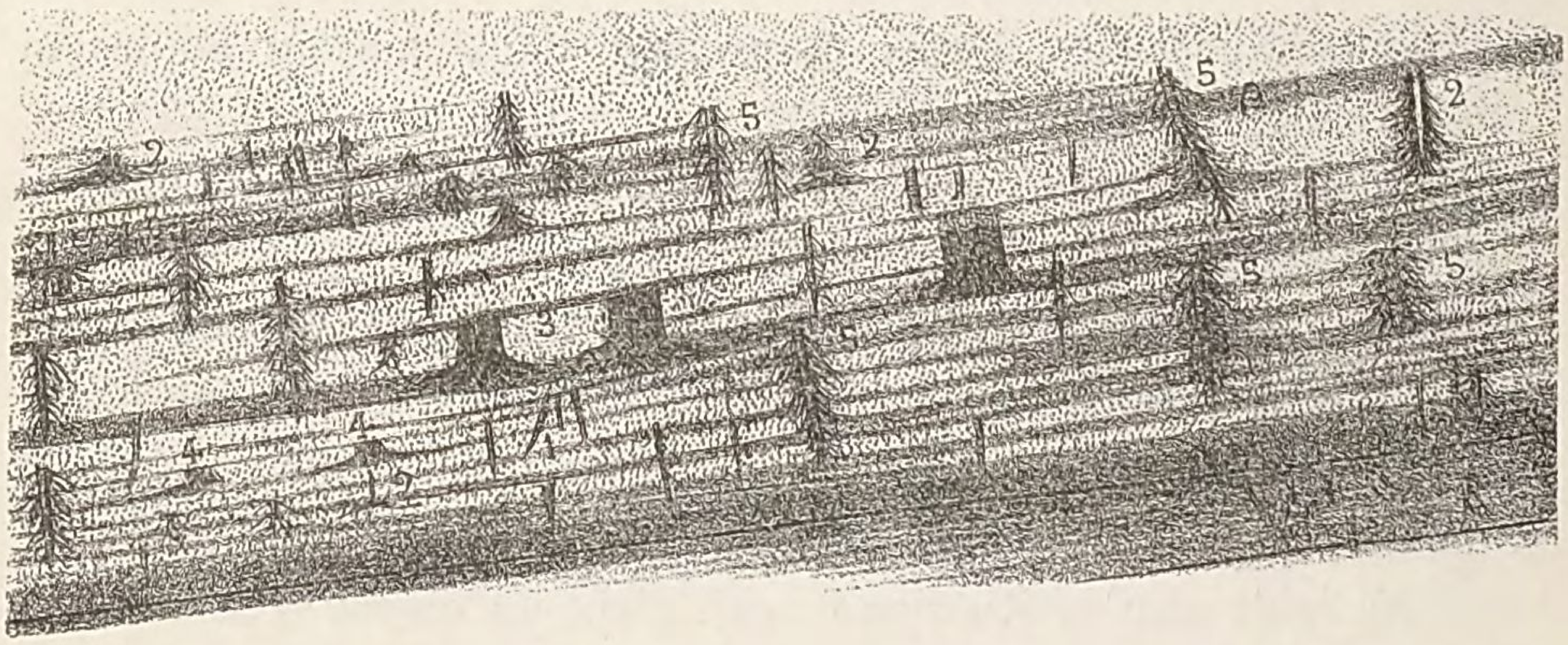


Fig. 26. Waldbestände der Carbonzeit; Au Trève bei St. Etienne, nach Grand'Eury. Vert. Höhe beiläufig 12 M.

1 Calamites; 2 Psaronius; 3 Sigillaria; 4 Cordaites; 5 Calamodendron.

Stigmaria als Wurzel an und verweisen auf die 3—4 M. hohen, ja noch höheren senkrechten Stämme, welche da und dort im Sandstein über dem Flötz zu sehen sind. Das Flötz selbst würde dann an Ort und Stelle entstanden sein und läge am Fusse der Stämme und über dem Geflechte der Wurzeln, etwa wie heute die Waldstreu.

Aber die senkrechten Stämme beweisen, dass der Sandstein nicht langsam abgelagert sein kann. Wir werden später hören, dass an der Nordsee Torfmoore sichtbar sind, welche einige Fuss unter dem Meeresspiegel liegen, und aus welchen Baumstümpfe aufragen, ferner dass Sanddünen, landeinwärts dringend, den Torf hinabdrücken unter das Niveau des Meeres, und dass im Dünen-

sand, so lange er auf dem Torf liegt, die Stämme des überwältigten Waldes senkrecht oder in geneigter Stellung zu sehen sind. Solche vom Winde überwältigte Wälder trafen die Forscher des Challenger auf den Bermudas; ein feiner kalkiger Sand begräbt die Bäume, und er verhärtet zu einem mürben Gestein, welches die Reste der aufragenden Stämme umschliesst. Eine langsame Schwankung der Strandlinie würde Aehnliches nie herbeiführen; die Stämme würden verwesen und verloren gehen.[75] In einzelnen Fällen hat man allerdings die Erscheinung damit erklärt, dass die Pflanzenstämme neue Wurzeln seitlich in dem Maasse abgaben, als das Sediment sich erhöhte, aber auch in diesem Falle muss die ganze Mächtigkeit des betreffenden Sedimentes innerhalb der Lebensdauer dieser Stämme abgelagert worden sein. Die Zeichnungen der Tagbrüche von St. Etienne, welche Grand' Eury veröffentlicht hat, geben ein gutes Bild davon, wie die Vegetation dem Sedimente folgt und wie immer neue und neue Individuen in den neuen Bänken auftreten. Allerdings hebt aber Grand' Eury ausdrücklich hervor, dass jeder grössere Bestand an Bäumen oder Wurzeln nach oben abgeschnitten wird durch eine ‚Dessolarde', d. i. durch eine Scherfläche, über welcher die folgende Schichte beginnt. Obwohl nun im Gebiete der Loire so deutlich die Aufeinanderfolge der Wälder sich zeigt, ist doch Grand' Eury durch die Betrachtung der Scherflächen und insbesondere durch eine gründliche Verfolgung des Verwesungsprocesses der Pflanzen zurückgeführt worden zu der Meinung, dass die Flötze nicht an Ort und Stelle entstanden, sondern dass sie durch Wasser zusammengetragene und übereinandergeschichtete Reste verwester Pflanzen seien.[76]

Wir blicken nun zurück auf Fig. 25, S. 300, welche das Eindringen der carbonischen Sedimente in eine Höhle des devonischen Kalksteins darstellt. Thon wurde abgelagert mit Fischzähnen und darüber ein kleines Kohlenband; dieses aber konnte sich wohl nur bilden, wenn die ganze Höhle erfüllt war mit schlammigem Wasser, welchem zersetzte Pflanzentheile schwebend beigemengt waren, die sich in der Höhle gegen oben sammelten.

Es wird auch mit Bestimmtheit angeführt, dass den Flötzen in Illinois der Unterthon öfters fehlt und sie unmittelbar auf Schiefer oder Kalkstein liegen, in welchen Fällen man einen Transport der

vegetabilischen Massen von einem anderen Orte vorauszusetzen habe, und wir wissen, dass diese Flötze gegen Nebraska hin übergehen in Lagen von Schieferthon, welchen nur vereinzelte, zerrissene Pflanzenreste eingestreut sind.[77]

Es scheint keinem Zweifel zu unterliegen, dass mächtige Flötze sich zu spalten vermögen, und dass Keile von taubem Gestein die einzelnen aus der Spaltung hervorgegangenen Lagen weiter und weiter auseinandertreten lassen.

Aus England liegen mehrfache Beispiele vor. Beete-Jukes hat gezeigt, dass in S. Staffordshire das 25 Fuss mächtige Hauptflötz nordwärts in neun Flötze auseinandertritt, so dass die Summe seiner Zwischenmittel und Flötze 390 Fuss beträgt. Ein schwaches thoniges Zwischenmittel schwillt auf die Entfernung einer engl. Meile (1·61 Kilom.) zu einem tauben Keile von 128 Fuss an.[78]

Das mächtige Hauptflötz von Commentry (Haute-Dordogne) spaltet sich nach Fayol's Angabe in sechs kleinere Flötze, welche weiter und weiter auseinandertreten.[79]

In den Vereinigten Staaten haben eingehende Erörterungen dieses Gegenstandes stattgefunden. Nachdem Andrews sich für die gleichartige und einheitliche Ausbreitung der Flötze ausgesprochen hatte, zeigten Newberry und Stevenson, dass thatsächlich einzelne mächtige Flötze gegen die Tiefe des einstigen Beckens hin durch Anschwellen der Zwischenmittel in mehrere, zuweilen ziemlich weit getrennte Flötze getheilt werden. Das nordamerikanische Gebiet dürfte überhaupt zur Zeit der Upper Coal Measures, d. i. der Hauptflötzbildungen, bereits durch die Anticlinale von Cincinnati (I, S. 717) in zwei, gegen SW. sich vereinigende Becken getrennt gewesen sein, so zwar, dass Ohio, Pennsylvanien und Westvirginien eine gewisse Selbständigkeit zeigen gegenüber Jowa, Illinois und den westlichen Gebieten, trotz der sonst so übereinstimmenden Merkmale der marinen Einschaltungen. Gegen die Tiefe dieser beiden Becken hinab scheint sich nun die Spaltung einzelner Hauptflötze zu vollziehen. ‚Ich bin zu der Meinung gezwungen,' sagt Stevenson, ‚dass alle Flötze der oberen Flötzgruppe nur Ableger (off-shoots) einer einheitlichen Sumpfbildung sind, welche vom Beginne dieses Zeitraumes bis zu seinem Ende bestand, und welche in ihrer vollen Ausbildung als das Pittsburg-Hauptflötz

bekannt ist. Während der ganzen Zeit der Bildung der oberen Kohlengruppe herrschte regelmässige Senkung (positive Bewegung), unterbrochen von längeren oder kürzeren Zeiten der Ruhe. Während der Senkung rückte der Sumpf an den Rändern der Mulde aufwärts, in dem Maasse, als die Bedingungen für seinen Bestand eintraten. Während der Ruhe wurden Deltas gebildet und der Sumpf dehnte sich seewärts über das neugebildete Land.'[80]

Auf diese Art trennen sich allmälig drei Elemente, welche an dem Aufbaue der flötzreichen Sedimente theilnehmen, nämlich 1. die marinen Lagen, in der Regel Kalkbänke, zuweilen Schiefer, davon die Kalkbänke von mässiger Mächtigkeit, auf weite Strecken anhaltend, von langsamer, stetiger Bildung; 2. die Lagen von Sandstein oder Schieferthon, von papierdünnen Zwischenmitteln aufschwellend zu mächtigen keilförmigen Massen, zuweilen mit den Zeichen einer rascheren Anhäufung, nämlich mit schräger oder taschenförmiger Schichtung in den Sandmassen; endlich 3. die Flötze, davon mächtige Flötze am Ufer, sich seewärts zerspaltend durch das eben erwähnte Anschwellen der Zwischenmittel.

Schon vor längerer Zeit hat Naumann in richtiger Erfassung der Umstände limnische und paralische Flötze unterschieden, nämlich solche, die auf eine sumpfige Umgebung, und solche, die auf marine Verhältnisse weisen. Naumann hat sogar damals bereits erkannt, dass in den paralischen Gebieten zwar viele, aber in der Regel weniger mächtige Flötze vorkommen.[81] In ähnlicher Weise unterscheidet Gümbel autochthone, d. i. an Ort und Stelle entstandene Flötze, und allochthone Flötze, welche aus angeschwemmtem Pflanzen-Detritus hervorgegangen sind.[82]

Wir werden nach den über die Spaltung der Flötze angeführten Erfahrungen zuzugeben haben, dass ein mächtiges limnisches Flötz sich zu spalten vermag in eine Anzahl paralischer Flötze, welche letzteren jedenfalls allochthon sind. Die ausgedehnten Flötze, welche in oftmaligem Wechsel mit Meeresablagerungen in der Mitte der Vereinigten Staaten auftreten, gehören zu den paralischen, allochthonen Bildungen. Ob es richtig ist, dass nach der Meinung Grand'Eury's, welcher Saporta zustimmt,[83] auch die limnischen Flötze von den reichen Niederschlägen, welche die damalige Zeit ausgezeichnet haben mögen, als vegetabilischer

Detritus zusammengetragen wurden in schlecht umgrenzte, flache Lagunen, oder ob es nicht doch eingewurzelte, autochthone Flötze gibt, mögen spätere Untersuchungen entscheiden.

Gewiss war damals das feuchte Land dicht von jenem eigenthümlichen Pflanzenwuchse überdeckt. Von der Entwicklung, welche die Vegetation in warmem Klima in süssem Wasser zu erreichen vermag, geben die schwimmenden Pflanzenmatratzen des Nil und der mexicanischen Seen Beispiele. Als Cameron im Jahre 1874 in der Richtung des Lukuga den Ausfluss des Tanganyikasees suchte, fuhr er einige Meilen weit den Fluss hinab, bis die Massen schwimmender Pflanzen das weitere Vordringen unmöglich machten. Der See stieg an, und im Jahre 1876 erhielt Stanley allenthalben Nachrichten hierüber. Palmen, welche im Jahre 1871 in Udjiji am Strande gestanden waren, standen nun 100 Fuss weit im See. ‚Das ganze Land wird noch überschwemmt werden, und nichts wird übrig bleiben als die Gipfel der Berge,' sagte einer der Häuptlinge. Stanley fuhr in den Lualaba, sah und beschrieb die allmälige Verengung des Stromes durch die von rechts und links nahe herantretende schwimmende Pflanzendecke, welche endlich sich schloss und stilles, gestautes Wasser umfing. Die Wassertiefe an der mit hohem Schilf besetzten Querwand war 7—11 Fuss. Er drang durch das Schilf 20 M. weit vor und fand unwegsamen Schlamm, schwarz wie Pech und wimmelnd von thierischem Leben. Er sagte den Durchbruch voraus: ‚. . . dann werden die von mehr als hundert Flüssen gesammelten Gewässer durch die alte Oeffnung stürzen und alle die Ablagerungen organischer Stoffe, welche sich jetzt im Lukuga-Creek angehäuft haben, mit der Gewalt eines Riesenstromes wegspülen . . .' Schon im Jahre 1878 ist dieser Durchbruch eingetreten. Bald nach demselben durchfuhr der Missionär Hore die äusserst heftige Strömung in dem freigewordenen Lukuga. Als Lenz im Jahre 1886 den Tanganyika besuchte, war der See um 15 Fuss gefallen. Zwischen Udjiji und dem See, sowie an vielen anderen Orten sah man die verlassenen Strandlinien.[84]

An der Leeseite der Caraïben traf Agassiz 10—15 Meilen vom Lande und bis zu mehr als 1000 Faden Tiefe Blätter, Zuckerrohr und zersetzte Pflanzentheile, und aus Tiefen von mehr als 1400 Faden brachten die Schleppnetze des Challenger an einzelnen poly-

nesischen Inseln zuweilen ein Blatt oder einen Zweig herauf. Nichtsdestoweniger bleibt das weite Ausstreuen zersetzter Pflanzentheile in so grosser Menge, dass sie Flötze zu bilden im Stande sind, eine höchst auffallende Erscheinung.

Für die hier behandelten Fragen nun ist entscheidend, dass wir hiernach kaum das Recht haben, für jede der marinen Einschaltungen, welche zwischen paralischen Flötzen erfolgen, eine Oscillation des Strandes vorauszusetzen. Die Spaltung der limnischen Flötze spricht entschieden gegen eine solche Annahme. Nur dort, wo sicher autochthone Flötze mit marinen Lagen wechseln, oder wo weithin litorale Ueberfluthung sich zeigt, ist Oscillation als erwiesen anzunehmen.

Wo die paralischen Flötze so oft mit marinen Lagen wechseln, wie z. B. in Illinois, und sich noch weiterhin in nicht bauwürdige Lagen von Pflanzendetritus auflösen, dort nähern sie sich mehr und mehr dem Charakter jener klastischen Zwischenmittel, welche, öfters hunderte von Malen übereinander, die Kalkgebirge in Schichten abtheilen. Da uns solche paralische Bildungen unter der grossen Masse des geschichteten Kohlenkalkes und ebenso über derselben bekannt sind, entsteht die Frage, ob die thonigen Zwischenmittel in den Schichtfugen, welche die Schichtung des Kohlenkalkes selbst veranlassen, nicht einen ähnlichen Ursprung haben könnten.

Es sind sehr ruhige, durch ausserordentlich lange Zeiträume sich erstreckende Vorgänge, deren Spuren wir hier verfolgen. Dennoch ist es unbestreitbar, dass mitten in die Zeit der carbonischen Flötzbildungen sowohl die Aufrichtung einer Anzahl grosser Faltengebirge fällt, als auch die Abrasion derselben und die Transgression jüngerer Flötze über die Köpfe der abgetragenen Falten, in welche die älteren Flötze gebeugt worden sind. Dies ist nicht nur in Europa der Fall, sondern auch höchst wahrscheinlich in Nova-Scotia.[85] In China umfassen die Falten des Tsin-ling-shan den Kohlenkalk, aber auf ihren abgewaschenen Köpfen traf Richthofen in grosser Höhe transgredirende carbonische Flötze.

5. Die permische Formation. Es ist schwer, sich irgend welche Vorstellung zu bilden von dem ausserordentlichen Zeitraume, welcher erforderlich sein musste, um die Faltungen und

die Abrasionen der carbonischen Zeit zu vollenden. Die Grösse der letzteren tritt in ihrem vollen Umfange deutlicher hervor, wenn die permischen Bildungen hinzugefügt werden, in welchen neuerdings das Meer auf Gebieten erscheint, welche es verlassen hatte.

Betrachten wir Böhmen.

Im niederschlesisch-böhmischen Revier ist nach Schütze's Untersuchungen die vollständige Reihe der Flötzbildungen vom Culm bis in das Rothliegende vorhanden. Fünf aufeinanderfolgende, allerdings durch einzelne Arten verbundene Floren werden unterschieden. In dem Waldenburger Liegendzuge, beiläufig in dem Horizonte der oberschlesischen Meereseinschaltungen, liegen Fische, *Estheria*, und vielleicht eine *Modiola*. Kaum darf man sie noch als eine Spur der sonst so weit verbreiteten Gannister beds ansehen. Viele Conglomerate sind eingeschaltet.[86]

Im mittleren Böhmen, bis über Pilsen und Nierschan hinaus, liegt das Carbon flach transgredirend auf den Köpfen der silurischen Formation. Diese war sammt den begleitenden Gliedern des Devon bereits eingesenkt und wahrscheinlich schon völlig abgetrennt von anderen Silur- und Devongebieten, als die carbonischen Flötze auf ihr gebildet wurden. Hier sind, wie gesagt, einige tiefere Liegendflötze vorhanden, welche sich zuweilen den leichten Unebenheiten des knapp darunter liegenden älteren Gebirges genau anpassen, dann eine grosse Mächtigkeit von taubem, klastischen Gestein, und oben darauf die vielleicht schon unterpermischen Hangendflötze und der Sandstein des Rothliegenden.

Die carbonische Decke des mittleren Böhmen sinkt gegen NW. unter das Rothliegende, und man sieht nicht ihr Ende. Gegen SO. aber ist sie durch Abwaschung in grössere und kleinere Schollen aufgelöst und auf beträchtliche Strecken hin zerstört.

Diese limnische Transgression des Carbon hat sich aber immer weiter über Böhmen erstreckt, erst die Tiefen füllend, dann allmälig das Land selbst abgleichend. Darum sieht man die jüngsten carbonischen Flötze in den Randbrüchen gegen Mähren und Bayern in einzelnen Trümmern erhalten, während sie von der Höhe der böhmischen Masse gänzlich abgewaschen sind. Dieselbe Transgression setzte sich während der letzten Flötzbildungen und des

Rothliegenden fort. Darum liegt noch eine kleine vereinzelte Scholle permischer Flötze bei Budweis mitten im archaischen Gebiete, und die Reste der abgewaschenen Decke des Rothliegenden tauchen in den Randbrüchen hervor gegen SW. bis Regensburg und gegen SO. bis Zöbing bei Krems.

Das Meer ist aber diesen Transgressionen nicht gefolgt. Sie erinnern ausserordentlich an Stevenson's Ausdruck von dem Aufwärtsrücken der Ränder des Pittsburg-Marsches während der positiven Phasen des Meeres. Es ist auch mir schwer, den Fortgang dieser limnischen Transgressionen ohne gleichzeitige Erhöhung des Strandes zu begreifen. Sie vollziehen sich allenthalben im mittleren Europa, zuerst als die höheren Flötzgruppen des Carbon (Radowenzer oder obere Ottweiler Flötzzüge), dann als permische Flötzzüge und endlich in der Gestalt des weitverbreiteten Rothliegend-Sandsteins und der begleitenden Conglomerate. Dieses breitet sich auch weit über die russische Ebene aus, da und dort von Gyps oder Kochsalz begleitet. Endlich ist der positive Einfluss so überwiegend, dass in einem beträchtlichen Theile des mittleren Europa das Meer wieder erscheint. Es ist der Zechstein mit seiner armen Meeresfauna. Von Russland dehnt er sich durch das nördliche Deutschland aus; dolomitische Ausläufer, gleichsam der Rand der Linse, erreichen England. Ueberall folgt er dem Rothliegenden, nirgends tritt er über dasselbe hinaus oder scheint er auch nur den äusseren Saum desselben zu erreichen. Darum kennt man ihn wohl in Schlesien, aber nicht auf der böhmischen Masse.

So bildet der Zechstein eine dem mittleren und einem Theile des nördlichen Europa eigenthümliche Recurrenz. In die Alpen dringt er nicht. Dagegen erscheinen weit von hier, in Arkansas, über dem Fusulinenkalke Lagen, welche dem europäischen Zechstein nach ihrer Fauna zu vergleichen sind.

Wir sind an einer der merkwürdigsten Phasen der Erdgeschichte angelangt, und es wird nöthig, alle Einzelheiten bei Seite zu lassen und weit über Europa und die Vereinigten Staaten hinauszugreifen, um einen Ueberblick zu erlangen.

Noch einmal kehren wir zu der Grundlage des Carbon, dem Calciferous Sandstone von Schottland zurück, dessen Aequivalente wir auch jenseits des atlantischen Oceans kennen gelernt haben.

Die Schichtfolge von Fife mit den eingewurzelten Stigmarien zwischen den marinen Einschaltungen ist unter den verschiedenen vorliegenden Beobachtungen jene, welche am deutlichsten für wiederholte Oscillationen mit positivem Uebergewichte anzuführen und mit den paralischen Wechsellagerungen nicht zu vereinigen ist. In Illinois und in SO. Russland finden zur gleichen Zeit rein marine Ablagerungen statt. Vielleicht ist hieher auch die ganze Reihe von Sandstein und Kohlenbildungen zu rechnen, welche von Banks-Land über die Nordküsten des Melville-Sundes gegen die Baffins-Bay zieht.

Die positive Bewegung leitet uns nun zu dem wichtigsten pelagischen Gliede des Carbon, dem Kohlenkalke, aber nicht nur in seiner kalkigen Entwicklung und seiner reichen Meeresfauna, sondern insbesondere in seiner gewaltigen Transgression verräth er die weithin veränderte Lage des Strandes. Er liegt normal auf den älteren paläozoischen Gliedern vom hohen Norden bis Brasilien und Australien, aber er tritt zugleich über die Grenzen derselben hinaus. Er liegt mit seinen marinen Kalkbänken auf dem nur durch Ganoiden und Landpflanzen ausgezeichneten alten rothen Sandstein des Devon in Irland, England und Schottland und in Spitzbergen; er zieht zugleich durch die Parry-Inseln bis in die höchsten bekannten Breiten. Im mittleren und südlichen Grönland kennt man ihn nicht. Er zieht durch einen grossen Theil der asiatischen Hochgebirge, liegt in Ost-China im Tsin-ling-shan auf Devon und Silur, greift aber N. vom Wéi über diese hinaus und erstreckt sich von N. Shensi bis nach Shan-tung und Liau-tung an das Meer, dabei weithin in dem alten Tafellande concordant auf primordiale Schichten gelagert. In gleicher Weise liegt er in dem östlichen Theile der Vereinigten Staaten auf dem Devon und greift dabei gegen W. und SW. darüber hinaus. In Dakota und den Rocky Mountains von Colorado folgt er concordant auf primordiale Schichten wie in N. China; in der Tiefe des grossen Cañon trennt ihn eine grosse Abrasionsfläche von primordialen oder noch älteren Schichten, und im Tafellande von Texas zeigt sich wieder primordiales Gestein concordant unmittelbar unter dem Kohlenkalke. In Californien ist bis heute die ganze paläozoische Reihe nur durch den Kohlenkalk vertreten.

Auf diese grosse Transgression folgt, soweit die Sachlage übersehen werden kann, eine sehr ausgebreitete und beträchtliche negative Phase. Die Flora der tiefsten Horizonte in der nun folgenden Reihe von Kohlenflötzen, die Culmflora, ist in den arktischen Gebieten bekannt, in Europa, an vielen Stellen in Sibirien und in einzelnen bezeichnenden Arten bis nach Australien. Mächtige klastische Sedimente häufen sich in den Vereinigten Staaten, im östlichen Canada, im mittleren Europa und in China über den Kohlenkalk; die marinen Gannister beds werden im mittleren Europa den tieferen Flötzzügen eingeschaltet, und nach dem ausserordentlichen Sinken des Strandes verrathen sich in der Mächtigkeit der Sedimente und den andauernden limnischen Transgressionen die Anzeichen des neuerlichen Aufsteigens.

Dieses Aufsteigen führt endlich zu einem neuerlichen Erscheinen des Meeres. Es ist das obercarbonische Meer des Fusulinenkalkes. Die von Stur durchgeführten Bestimmungen der Pflanzenreste, welche zwischen den Bänken des Fusulinenkalkes auf der Kronalpe in Kärnten liegen, lassen keinen Zweifel in Betreff der Gleichaltrigkeit dieser marinen Kalkbänke mit den höheren, Radowenzer oder oberen Ottweiler Flötzzügen, der höchsten Flora des niederschlesisch-böhmischen Reviers. Die neue Meeresablagerung erstreckt sich aber lange nicht so weit nach Norden wie der Kohlenkalk. Sie wechselt in Illinois mit den Flötzen, nimmt gegen Ohio und N. Virginien ab und erreicht nicht Pennsylvanien oder Canada. In Europa zeigt sie sich in Nord-Spanien; Meunier traf sie auf dem Morvan; in den Südalpen wechselt sie mit pflanzenführenden Schichten; dann erscheint sie in S. Russland wieder; Neumayr erkennt sie aus dem NW. Kleinasien, Teller auf der Insel Chios. Das Meer scheint überall von Süden gekommen zu sein. Ebenso stammen alle bisher von Schwager aus Richthofen's Aufsammlungen beschriebenen Vorkommnisse von Fusulinenkalk und die reiche obercarbonische Fauna von Lo-ping, Provinz Kiangsi, 27° 52′ n. Br., welche Kayser kennen lehrte, aus Landstrichen, welche S. von Tsin-ling-shan liegen.

Nun folgt die Ausbreitung des Rothliegenden über Russland und das mittlere Europa und sogar bis in einzelne Theile der südlichen Alpen; dann, bei fortwährend positiver Bewegung erscheint

der Zechstein von Russland durch N. Deutschland bis England. Es ist ein seichtes Meer; Gyps und Salz werden ausgeschieden. Während dieser von Norden kommenden Transgression, vielleicht auch die Zeit des Rothliegenden umfassend, tritt von Süden her eine neue Fauna ein, welche einen einheitlichen Namen noch nicht erhalten hat, aus carbonischen, permischen und neuen Typen vereinigt ist, und welche von der Salzkette Indiens, durch die asiatischen Hochgebirge, über Afghanistan, über Djoulfa im Thal des Araxes und über Artinsk im Ural bis Sicilien bekannt ist. Ihr nördlichster Vertreter ist vielleicht die Fauna der Bellerophonschichten in den südöstlichen Alpen, welche aber auf dem Rothliegenden liegen, wie der Zechstein.[87]

Während auf so grossen Räumen Ueberfluthung und Trockenlegung wechseln, werden die Umrisse eines ausgedehnten Festlandes erkennbar, welches gegen den Schluss der Carbonzeit und noch durch lange nachfolgende Zeitläufte ein hervorragender Zug in dem Antlitze der Erde gewesen ist. Es ist an früherer Stelle als das gebrochene indische Festland oder Gondwána-Land bezeichnet worden. (I, S. 500.) Heute ist es durch den indischen Ocean getrennt und es umfasst die indische Halbinsel, Australien und einen grossen Theil von Afrika.

Die Arbeiten der letzten Jahre, dabei Warth's Entdeckungen in der Salzkette, haben die Kenntniss von demselben vervollständigt. In einem Horizonte, welcher nach Waagen's Untersuchungen den höchsten Theilen des Carbon gleichzustellen ist, treten in der Salzkette vom Eise herbeigetragene Blöcke auf.[88] Es sind dieselben Anhäufungen, welche das Tálchir-Conglomerat, nämlich das tiefste Glied der pflanzenführenden Gondwána-Serie ausmachen, und in welchen Blanford, Oldham und Fedden den Einfluss des Eises erkannten (I, S. 520), zugleich dieselben, welche als das Dwyka- oder Ecca-Conglomerat in Afrika die Unterlage der Karoo-Formation bilden, und welche Sutherland bereits vor Jahren als vom Eise herbeigetragen erklärte. (I, S. 503.)

Sie sind auch dieselben, welche im östlichen Australien als Bacchus Marsh- oder Stony Creek-Schichten erscheinen. Dort wechseln diese glacialen Bänke mit Meeresschichten, welche noch zum Carbon gezählt werden.

Dann folgen in Indien, in Afrika und in Australien lange Serien pflanzenführender Schichten, bis hoch in die mesozoische Zeit hinauf. Durch eine lange Zeit bleibt das ganze Gebiet über dem Meere. Dann bricht es stückweise während der mesozoischen Zeit, zum Theile wahrscheinlich noch später, zusammen und grosse Theile sind auch bis zum heutigen Tage nicht vom Meere erreicht worden.

Von 40° s. Br. bis 35° n. Br. und von 18° ö. L. bis 135° ö. L. reichte nach Waagen's Angaben dieses glaciale Gebiet. Man kennt in Australien einige bezeichnende Pflanzen der Culmflora, aber die höheren Floren des europäischen und nordamerikanischen Carbon kennt man nicht. Es stellt sich in dem ganzen Gondwána-Lande unter dem Einflusse des strengen Klimas eine selbständige Reihe von Floren ein.

In Europa hat man allerdings in tieferen Horizonten der Flötze, z. B. in der Nähe einer marinen Einschaltung bei Ostrau, fremde Blöcke von völlig räthselhaftem Ursprunge angetroffen. Nach Ramsay und Geikie sind innerhalb des Rothliegenden Englands glaciale Vorkommnisse vorhanden.

Die Meinungen über das genaue Aequivalent der glacialen Conglomerate Indiens in der europäischen Schichtfolge sind bis heute nicht ganz einmüthig. Nach Waagen würden sie, wie gesagt, in die höchsten Abtheilungen des europäischen Carbon fallen; in Australien würden sich glaciale Erscheinungen in der permischen Zeit wiederholen.

Der Kohlenkalk des hohen Nordens enthält eine Anzahl von Arten des Zechstein; seine Beziehungen zum Zechstein scheinen mir noch nicht vollständig geklärt.

6. Rückblick auf die paläozoischen Meere. In Bezug auf die Frage, ob die Veränderungen in der Lage der Meere durch säculare Hebungen und Senkungen der Continente zu erklären seien, ergeben sich aus der Geschichte der paläozoischen Meere mehrere wichtige Erfahrungen.

Wir lernen zwei Festländer kennen, welche heute nur in Bruchstücken sichtbar sind. Das erste derselben liegt an der Stelle des nördlichen atlantischen Oceans; die Beschaffenheit und Vertheilung der paläozoischen Sedimente in Europa und Amerika

zeigen es an; Grönland ist ein Rest desselben. Dies ist die alte Atlantis.

Das zweite, erst gegen den Schluss der Carbonzeit deutlich kennbar, ist heute in drei Stücken erhalten, in Afrika, Indien und Australien. Wie dort Grönland, ragt hier die indische Halbinsel in den Ocean hinein, welche die abgesunkenen Tafeln bedeckt. Es ist Gondwána-Land.

Der Untergang dieser Festländer vollzieht sich später, stückweise, und wir werden manche Spuren desselben zu verfolgen haben. Er musste allgemeine negative Bewegungen hervorbringen und dadurch andere Strecken vom Meere entblössen. Ferner sind die stratigraphischen Arbeiten so weit vorgeschritten, dass es möglich ist, eine Anzahl von positiven und von negativen Veränderungen zu erkennen, welche gleichförmig über sehr grosse Strecken eingetreten sind.

Am Schlusse der Silurformation wird das Meer seichter von Illinois und Jowa bis Wisconsin und bis New-York, in England, den baltischen Ländern und bis an den Dnjestr. Dann tritt der alte rothe Sandstein vor über einen grossen Theil der Atlantis, kennbar in seinem Vordringen in Schottland, England, am finnischen Busen und bis an die Bucht von Onega und Spitzbergen, vielleicht bis in das südliche Grönland. Mit ähnlichen Merkmalen treten seine Aequivalente in Neu-Braunschweig auf. Um die Mitte des Devon erreicht über diesen aussermarinen und höchstens sublitoralen Bildungen die marine Transgression ihr grösstes Maass. Die Kalk- und Dolomit-Ablagerungen des Mitteldevon dringen vor über Orel und Woronesch nach Livland und Kurland und gleichzeitig scheint eine mitteldevonische Transgression den westlichen Glint des canadischen Schildes zu bilden vom Clearwater bis zum Eismeere. In den ölführenden Schichten an den Ufern der Uchta, im Gebiete der Petschora, erkennt man die ölführenden Schiefer von den Ufern des Athabasca wieder, welche sich in N. Amerika verfolgen lassen von dort bis Gaspé.

Dann weicht der Strand wieder weit zurück und die Carbonformation beginnt.

Durch limnische oder litorale Bildungen, welche an einzelnen Stellen die Spuren oftmaliger untergeordneter Oscillationen mit

positivem Uebergewichte zu verrathen scheinen, erreichen wir den Kohlenkalk. Mit dem Hervortreten der pelagischen Merkmale tritt die Transgression über die Grenzen der früheren Ablagerungen ein; sie zeigt sich in den entferntesten Gegenden, wie im östlichen China und in Texas.

Wieder weicht der Strand weit zurück, und abermals tritt er vor, deutlich vom Süden her und lange nicht so weit wie während des Kohlenkalkes. Dies ist das Meer des Obercarbon oder Fusulinenkalkes.

Noch eine neue Meeresfauna dringt vor von Asien her über den Araxes, über Artinsk bis Sicilien; etwas unsicher ist die Vertretung in den südöstlichen Alpen. Sie erreicht nicht die Ausdehnung der vorhergehenden Stufe. In den Vereinigten Staaten kennt man sie nicht.

Zugleich mit dieser gelangt vom Norden her das Meer, welches den Zechstein ablagert, in das nördliche und mittlere Europa.

Sehr Vieles bleibt allerdings noch unsicher. Die paläozoischen Ablagerungen der Sahara, Brasiliens und anderer, weiter Gebiete können kaum noch in Betracht gezogen werden bei Vergleichen dieser Art, und es ist nicht möglich, in der paläozoischen Zeit bei dem heutigen Stande der Erfahrungen einer bestimmten positiven Region eine complementäre negative Region entgegenzustellen. Immerhin erkennt man bereits drei Faunen, welche dem Norden in Europa fremd bleiben, nämlich die hercynische Stufe, den Fusulinenkalk und die Stufe von Djoulfa. Dagegen ist der typische Zechstein in den südlichen Gegenden nicht bekannt.

Es wechseln positive und negative Erscheinungen gleichzeitig über so ausserordentlich weite Strecken, dass sie durch noch so weite Wölbung oder Muldenbildung der Lithosphäre nicht zu erklären sind. Während des Carbon und auch zu anderen Zeiten sind beträchtliche Faltungen der Lithosphäre eingetreten, aber diese haben nichts gemein mit diesen weitverbreiteten Ueberfluthungen und Trockenlegungen. Die armoricanischen und variscischen Falten sind in ihrer Entstehungsweise vollkommen selbständig von den Transgressionen, durch deren Fortgang endlich diese Faltungen selbst geebnet und überdeckt worden sind.

Anmerkungen zu Abschnitt V: Paläozoische Meere.

1 C. Wyville-Thomson, Report on the Scientif. Results of the Voyage of H. M. S. Challenger, during the years 1873—1876 under the Command of Capt. G. Nares and Capt. F. T. Thomson, 4°, Zoology, vol. I, London, 1880, p. 43—50.

2 A. S. Packard, On the Structure of the Brain of the sessile-eyed Crustacea; Mem. Nat. Acad. Sciences, Washington, 1885, III, p. 99—110, Taf.

3 A. Humbert, Descript. du Niphargus puteanus, var. Forelii; Bull. Soc. vaud. des Sciences nat. 1876, XIV, 278—398 und Taf.; auch Arch. des Sciences phys. et nat., Genève, 1877, nouv. pér. vol. 108, p. 58—75.

4 R. v. Lendenfeld, Note on the Eyes of Deep Sea Fishes; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, Sydney, 1885, IX, p. 699, 700.

5 R. v. Willemoes-Suhm, On some Atlantic Crustacea from the ‚Challenger' Expedition; Trans. Linn. Soc. Lond. 1875, 2. ser., I, p. 23—59; Taf.

6 Spence Bate in Challenger, Narrat. I, 2[d] part, p. 524.

7 J. Barrande, Système Silur. du Centre de la Bohème; Supplem. au vol. I, 4°, Prag, 1872, p. 155—164 und 195—197.

8 ‚Pourrait-on penser, que les yeux de ces Trilobites étaient destinés à suppléer par leurs dimensions extraordinaires à la faiblesse de la lumière transmise à travers les eaux troubles?' Barrande, ebendas. p. 162.

9 J. Forel, Faune profonde du lac Léman; Verh. Schweiz. naturf. Ges. zu Chur, 1873/74, S. 136.

10 H. Hicks, Note on the Genus Anopolenus; Quart. Journ. geol. Soc. 1865, XXI, p. 477—482, Taf. Blinde Thiere, welche äusserlich keine Spur eines Auges zeigen, doch im Innern noch ein Rudiment besitzen, kennt man seit längerer Zeit aus Brunnen; Bell, Crustac. 8°, London, 1853, Introd. p. XXXI, u. a. and. Ort.

11 Th. Fuchs in wiederholten Schriften; insb. in Verh. geol. Reichsanst. 1882, S. 55 bis 68; Sitzungsber. zool.-bot. Gesellsch. Wien, 5. April 1882, und dess.: Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neu. Jahrb. f. Min. u. s. w., 1882, II. Beil.-Bd., S. 487—584.

12 Beispiele bei Fuchs, Welche Ablagerungen u. s. w., S. 498 u. folg.

13 Ed. Hull, On Iso-diametric Lines, as means of represent. the Distribution of sediment. Clay and Sandy Strata, as distinguished from Calcar. Strata etc.; Quart. Journ. geol. Soc. 1862, XVIII, p. 127—146.

14 J. S. Newberry, Circles of Deposition in Americ. Sedimentary Rocks; Proc. Am. Assoc. for the Advancement of Science, Portland, Maine, 1873; 8°, Salem. 1874, p. 185—196.

15 J. W. Dawson, Acadian Geol., 2. ed., 1868, p. 135—138.

16 A. Rutot, Les phénomènes de la sédimentation marine étud. dans leurs rapports avec la stratigraphie régionale; Bull. Mus. hist. nat. Bruxelles, 1883, II, p. 41—83; E. van

den Broeck, Note sur un nouv. mode de classificat. et de notation graphique des dépôts géol. basé sur l'étude des phénom. de la sediment. mar., ebendas. p. 341—369.

17 Ed. Hull, On the geol. Age of the North Atlantic Ocean; Scientif. Transact. Roy. Dublin Soc. 1885, new ser., III, p. 305—320.

18 Clar. King, U. S. Geol. Explor. Fortieth Parall.; I, p. 127—248, Karte.

19 J. Hall, Geol. Surv. of New-York; Palaeontology, III, 4°, Albany, 1859, p. 1—96.

20 Mathew, Illustrat. of the fauna of the S. John's Group; Trans. Roy. Soc. Canada; Montreal (in Bd. I, II und III, 1884—1886); C. D. Walcott, On the Cambrian faunas of N. Am.; U. S. Geol. Surv. Bullet. 1884, Nr. 10, 49 pp., Taf.

21 Arn. Hague, Abstract of Rep. on the Geol. of the Eureka Distr.; U. S. Geol. Surv. III. Ann. Rep. 1881—1882, by Powell, Dir., gr. 8°, Washingt., 1883, p. 248 u. folg.; C. D. Walcott, Palaeont. of the Eureka District; U. S. Geol. Surv. Monogr. VIII, 1884, hat diese Fauna und insbesondere auch die abnorme Entwicklung des *Olenellus Howelli* in derselben beschrieben.

22 Walcott, Second Contrib. to the Studies on the Cambrian Faunas of N. America; Bull. U. S. Geol. Surv. 1886, N° 30, p. 729—952.

23 J. Hall, Note in Proc. Am. Assoc. for the Advancement of Science, XXXI. Meeting, held at Montreal; 8°, Salem, 1883, p. 63—65.

24 H. Newton and W. P. Jenney, Rep. on the Geol. and Ressources of the Black Hills of Dakota; U. S. Geogr. and Geol. Surv. of the Rocky Mount. Reg.; 4°, Washingt., 1880, p. 80—106 und 109.

25 Cl. E. Dutton, Tert. hist. of the Grand Cañon Distr. p. 178 u. folg.

26 R. J. Murchison, Siluria; 4. ed., 1867, p. 136; ders. On the Discovery, by M. R. Slimon, of Fossils in the Uppermost Silur. Rocks near Lesmahago in Scotland; Quart. Journ. geol. Soc. 1856, XII, p. 15—25; für das Aufsteigen der Fossilien in den alten rothen Sandstein R. Etheridge, Anniv. Adress of the President; Quart. Journ. Geol. Soc. 1881, XXXVII, p. 178. Die Aufsuchung der Wohnsitze hornartiger Brachiopoden hat mich bereits vor Jahren zur Verfolgung einer grösseren Anzahl der hier angeführten Thatsachen veranlasst. Seither sind hornartige Brachiopoden auch in tiefem Wasser gefunden worden; die Fauna der Tiefen ist bekannt geworden, und mit diesen Erfahrungen musste eine völlige Aenderung der damals gerechtfertigten Anschauung über das Wesen der böhmischen Primordialfauna eintreten. Damals wurde von Hebung und Senkung des Bodens gesprochen, aber gerade die Fortsetzung dieser Studien hat zuerst zum Zweifel an der Richtigkeit der herrschenden Meinung, dann zur Erkenntniss des Umfanges der cenomanen Transgression, endlich zu Ergebnissen geführt, welche die herkömmliche Erklärungsweise nicht mehr gestatten. Ueber die Wohnsitze der Brachiopoden; Sitzungsber. Akad. Wien, 1859, XXXVII, S. 185—248, und 1860, XXXVIII, S. 151—206. Die Besprechung der Passage Beds und ihrer litoralen Kennzeichen findet sich in der zweiten Hälfte, S. 189—191. Ebendaselbst sind auch die untersilurischen Recurrenzen der Vereinigten Staaten besprochen (S. 182 u. folg.), auf welche hier nicht näher eingegangen wurde; die dort für den Utica-Schiefer gegebenen Vergleiche stimmen vollständig überein mit den Ergebnissen der verdienstlichen Arbeit von C. D. Walcott, The Utica Slates and related formations; Transact. Albany Inst. 1879, X.

27 Fr. Schmidt, Revision der ostbaltischen silur. Trilobiten nebst geognost. Uebersicht des ostbalt. Silurgebietes; Mém. Acad. Pétersb. 1881, XXX, N° 1, S. 49 u. folg.

28 Fr. Schmidt, Einige Bemerk. über die podol.-galiz. Silurformation und deren Petref.; Verh. russ. min. Gesellsch. Petersb. 1876, 2. ser., X, S. 1—21, Karte.

29 Em. Kayser, Die Fauna der ältesten Devonablagerungen des Harzes; Abhandl. z. geol. Specialkarte v. Preussen, 1878, II, Heft 4, S. 1—293, Taf., und ders.: Ueber die Grenze zwischen Silur und Devon (Hercyn) in Böhmen, Thüringen und einigen and. Gegenden; Neu. Jahrb. f. Min. 1884, II, S. 81—86. Ich beschränke hier das Hercyn auf F, auf Grund der Schrift von Ott. Novák, Zur Kenntniss der Fauna der Etage $F f_1$; Sitzungsber. böhm. Ges. Wiss. 1886, und Frech, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1886, XXXVIII, S. 917. Die Stellung von g_1 bleibt vorläufig in Zweifel.

30 Ch. Barrois, Sur la faune de Hont-de-Ver (Hte. Garonne); Ann. de la soc. géol. du Nord, 1886, XII, p. 124—144, Taf.

31 Geikie, On the Old Red Sandstone of western Europe; Trans. Roy. Soc. Edinb. 1878, XVIII, p. 345—452; E. Hull, On a proposed Devono-Silurian Formation; Quart. Journ. geol. soc. 1882, XXXVIII, p. 200—209, u. And.

32 Geikie, am ang. Ort. p. 362; Lahusen in Schmidt, Revision p. 80 u. And.

33 A. Karpinsky, Skizze d. phys.-geogr. Verhältnisse des europ. Russland in den vergangenen geol. Perioden; Rede, gehalten b. d. feierl. öff. Sitzung k. Akad. Wiss. 9. Dec. 1886; Beil. zum 55. Bande d. Zapisky d. k. Akad. Wiss. St. Petersburg, N° 8, S. 11, Note 3.

34 W. Dawson, Canadian and Scottish Geology; Trans. Edinb. geol. Soc. 1885, V, p. 112—122 u. a. and. Ort.

35 C. Grewingk, Geol. von Liv- und Kurland; 8°, Dorpat, 1861, S. 9—61; dess. Erläut. z. zweiten Ausgabe d. geognost. Karte Liv-, Est- und Kurlands; Dorpater Archiv f. Naturk. 1879, ser. 1, VIII, S. 15 u. folg.

36 A. Karpinsky, Zur Geol. des Gouv. Pskow; Mélanges phys. Acad. Pétersb. 1886, XII, S. 622.

37 Th. Tschernyschew, Material. z. Kenntniss d. devon. Ablagerungen in Russland; Mém. du Com. géol. St. Pétersb., 1884, I, N° 3, S. 77—81; P. N. Wenjukoff, Die Fauna des devon. Systems im NW. und centralen Russland; 8°, St. Petersb., 1886.

38 Karpinsky, Skizze, S. 14, Note 1.

39 A. Graf Keyserling und P. v. Krusenstern, Wissensch. Beobacht. auf einer Reise in das Petschora-Land; 4°, St. Petersb., 1846, S. 396 u. folg.

40 G. Stache, Ueber die Silurbildungen der Ostalpen mit Bemerkungen über die Devon-, Carbon- und Perm-Schichten dieses Gebietes; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1884, XXXVI, S. 277—378.

41 ‚Die mächtigen unterdevonischen Schiefer- und Grauwacken-Gebilde des rheinisch-französisch-spanischen Gebietes stellen trotz ihrer ansehnlichen Verbreitung im westlichen Europa doch nur eine Localbildung, ähnlich wie die deutschen Triasbildungen, dar; und zwar weisen sowohl ihre petrographischen Charaktere, als auch ihre arme, einförmige, fast ganz Cephalopoden-freie Fauna darauf hin, dass sie als Flachmeerbildung anzusehen sind. Es war immer zu erwarten, dass es mit der Zeit gelingen würde, irgendwo auch die in tieferem Meere abgelagerten Aequivalente jener Seichtwasserabsätze nachzuweisen. Und als solche müssen die hercynischen Bildungen des Harzes und Böhmens gedeutet werden.‘ Kayser, Aelt. dev. Ablag., S. 288. Der Vollständigkeit halber sei jedoch bemerkt, dass Tietze im Alburs rothen Sandstein unter devonischen Meeresbildungen getroffen hat; organische Reste wurden nicht gefunden; Jahrb. geol. Reichsanst. 1877, XXVII, S. 389. — Die Meinungen über litorale oder lacustre Bildung des rothen Sandsteins sind erörtert von Godwin Austen, Rep. Brit. Ass. 1869, p. 88 u. folg.; Ramsay, Quart. Journ. geol. Soc., XII, p. 38, und XXVII, p. 241; Jones, Monogr. Esther. in Acts Palaeontogr. Soc.; Hull, Quart. Journ. geol. Soc. XXXVI, p. 255—274; Gosselet, Bull. soc. géol. 3. sér., I, p. 409—417.

42 Für diese verwickelten Verhältnisse vgl. insb. J. Hall, Proc. Am. Ass. 1883, p. 66 und W. M. Davis, The folded Helderberg limestones East of the Catskills; Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge, 1883, Geolog., ser. I, p. 311—329, Taf. Eine örtliche Discordanz stört schon die Beziehungen der obersilur. Niagara-Gruppe zum Untersilur.

43 H. S. Williams, The Recurrence of Fauna's in the Devon. Rocks of N. York; Proc. Am. Assoc. 1881, XXX, p. 186—191; es wird sogar eine nochmalige Recurrenz derselben Fauna in dem Utica Slate angegeben; auch dess. On the foss. Fauna's of the Upper Devonian along the Merid. of 70° 30′; Bull. U. S. Geol. Surv. 1884, N° 3, p. 55—86.

44 J. M. Clarke, On the higher Devonian Fauna's of Ontario County, N. York; ebendas. 1885, N° 16, p. 41—120, Taf.

45 Die Naples-Schiefer nehmen den unteren Theil der Portage Group ein; genau hieher stellt F. Roemer die Goniatiten-Schichten von Büdesheim und von Torbay in Devonshire; Lethaea, 1880, I, S. 50, 53; Clarke am ang. Ort. p. 38, 39, 49. *Cardiola retrostriata* Buch reicht durch die ganze Hamilton-Gruppe und erlangt ihr Maximum in den Goniatiten-Schichten.

46 F. B. Meek, Transact. Chicago Acad. Sc. 1868, I, p. 77.

47 J. W. Kirkby, On the Zones of Marine Fossils in the Calciferous Sandstone Series of Fife; Quart. Journ. geol. Soc. 1880, XXXVI, p. 559—590; auch R. Etheridge, On our present knowledge of the Invertebr. Fauna of the Low. Carbonif. or Calcif. Sandstone Series; ebendas. 1878, XXXIV, p. 1—26, Taf.

48 Ed. Hull, Phys. Geogr. and Geol. of Ireland; 8°, London, 1878, p. 31.

49 A. H. Worthen, Geol. of Illinois, 1868, III, p. 115 u. a. and. Ort.

50 Ch. Barrois, Recherches sur les Terr. anc. des Asturies et de la Galicie; Mém. soc. géol. du Nord, Lille, 1882, I, p. 570, 576 und 583 u. a. and. Ort.; auch Bol. com. map. geol. Madrid, 1881, VIII, p. 131—155.

51 Dawson, Acad. Geol.; insb. p. 278 u. folg.

52 z. B. Perceval, Palaeacis cuneata; Geol. Magaz. 1876, 2. ser., III, p. 267; Etheridge and Nicholson, On Palaeacis; Ann. Mag. nat. hist. 1878, 5. ser., I, p. 206 u. folg.; G. A. Lebour, Note sur deux fossiles du Calc. Carb. de Northumberland; Ann. Soc. géol. Belge, 1876, III, p. 21 u. folg.

53 L. G. de Koninck, Note sur le Spirifer Mosquensis; Bull. Mus. hist. nat. Belg., 1883, II, p. 371—379.

54 F. Roemer, Ueber das Vorkommen von Culm-Schichten mit *Posidonomya Becheri* auf dem Südabhange der S. Morena, Huelva; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1872, XXIV, S. 589—592, und dess.: Ueber d. Vork. von Culm-Schichten mit *Pos. Bech.* in Portugal; ebendas. 1876, XXVIII, S. 354—360; F. Toula, Geol. Untersuchungen im W. Theile des Balkan; Sitzungsber. Akad. Wien, 1878, LXXVII, S. 249—317, insb. S. 253 und 307.

55 Edw. Hull, On the Upper Limit of the essentially Marine Beds of the Carbonif. Group of the Brit. Isles and adjoining Continental Districts; Quart. Journ. geol. Soc. 1877, XXXIII, p. 613—650.

56 v. Dechen, Erläut. z. geol. Karte der Rheinprov. und Westph. II, 1884, S. 220; D. Stur, Verh. geol. Reichsanst. 1876, S. 266, auch Hull a. ang. Orte p. 619 hebt solche Beziehungen zwischen Culm und flötzleerem Sandstein hervor.

57 J. D. Dana, Manual of Geol., 2. ed., 1875, p. 394; auch H. Martyn Chance, The Millstone Grit in England and Pennsylvania; Am. Journ. Science, 1881, XXI, p. 134.

58 Monographie d. Ostrau-Karwiner Steinkohlen-Revieres, bearb. und herausg. vom Berg- und Hüttenmänn. Vereine in Mähr.-Ostrau; 4°, Teschen, 1885; Geognost. Theil von W. Jičinsky, S. 18.

59 M. V. Lipold, Das Steinkohlengebiet im NW. Theile des Prager Kreises in Böhmen; Jahrb. geol. Reichsanst. 1861 und 1862, XII, S. 431—525, Taf.

60 Walcott, Palaeont. Eureka District, p. 262, 263. *Physa prisca*, *Zaptychius carbonaria.*

61 F. B. Meek, Rep. on the Palaeont. of East. Nebraska (aus Hayden, Rep. U. S. Geol. Surv. of Nebraska); 4°, Washingt., 1872, p. 134 u. a. and. Stellen.

62 J. Hall in Hall und Whitney, Rep. on the Geol. Survey of the State of Jowa; 8°, 1858, p. 117, 130, 131. Aehnliches sah Richthofen in Shantung und Shansi; dess. China, II, S. 203, 411, 437, 718, und in Neu-Fundland trifft man carbonische Fossilien in Höhlen des silurischen Kalksteins; Murray and Howley, Geol. Rep. New-Foundland, p. 333, Note.

63 A. H. Worthen, Geol. Survey of Illinois, 8°, Boston, VI, 1875, p. 2—5.

64 Dawson, Acad. Geol. p. 150—218. Man führt nach Logan die Gesammtmächtigkeit von 14.570 Fuss an; es ist aber zweifelhaft geworden, ob nicht die höchsten dieser Schichten der permischen Zeit angehören; Dawson, Quart. Journ. 1874, XXX, p. 209.

65 A. C. Ramsay, The phys. Geol. and Geogr. of Great Britain; 5. ed., 8°, Lond., 1878, p. 119—128.

66 Hull, Upp. Limit etc., p. 616 u. folg.

67 Ch. Barrois, Notice sur la faune marine du terr. houill. du bass. septentr. de la France; Bull. soc. géol., 3. sér., II, 1873/74, p. 223—226; Gosselet, Esq. géol. du Nord de la France; 8°, Lille, 1880, p. 149 u. folg.; Briart et Cornet, Notice sur la posit. stratigr. des lits coquill. dans le terr. houill. du Hainaut; Bull. Ac. Belge, 1872, 2. sér., XXXIII, p. 21—31; R. Malherbe, Des horizons coq. du syst. houill. de Liège; Ann. soc. géol. de Belg. 1876, III, p. LXVII u. folg. (hier sind Bänke übergriffen, deren mariner Ursprung nach der Beschaffenheit der Conchylien nicht ausser Zweifel steht); die aufgeklappten Mytili beschreiben C. Blanchard und J. Smeysters, Note sur quelques foss. renc. dans le syst. houill. de Charleroi; ebendas. 1879/80, VII, Mém. p. 15.

68 Dechen, Erläut. geol. Karte, II, S. 247 u. folg.

69 F. Roemer, Ueber eine marine Conchylienfauna im product. Steinkohlengebirge Oberschlesiens; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1863, XV, S. 567—606; dess.: Geol. v. Oberschlesien, 8°, 1870, insb. S. 94, 95; Weiss, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1879, XXXI, S. 219 u. And.; Kosmann, Die neueren geognost. und paläont. Aufschlüsse auf der Königsgrube bei Königshütte, Ob.-Schles.; Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwes. im preuss. Staate; Berlin, 1880, XXVIII, S. 305—340, Karten.

70 D. Stur, Die Culmflora d. Ostrauer- und Waldenburger Schichten; Abh. geol. Reichsanst. 1877, VIII, S. 423 u. folg. Nach Stur gehören hier die marinen Einschaltungen einer tieferen Flötzgruppe an als jene in Westphalen und Belgien, welche er der Schatzlarer-Gruppe zutheilt.

71 Barrois, Asturies, p. 582, 593, u. And.

72 Zu wiederholten Malen habe ich in den Kühweger und Watschiger Hütten und der Hütte am Ofen längeren Aufenthalt genommen, um diese Vorkommnisse kennen zu lernen. Im J. 1879 habe ich die Schichtfolge der Krone verfolgt; es zeigte sich, dass das kleine Kohlenflötz mit *Productus*, welches auch Stache erwähnt, durch eine Störung abgetrennt ist von dieser Schichtfolge. Diese liegt höher als die durch grosse Exemplare von *Spirophyton* ausgezeichneten gelben Sandsteinbänke und zeigt einen mindestens vier- bis fünfmaligen Wechsel von Sandstein mit Quarzconglomerat und von bläulichschwarzem Fusulinenkalkstein. Im Sandstein liegen Pflanzenreste; D. Stur hat die Güte gehabt sie zu bestimmen; sie gehören alle den höchsten Abtheilungen des Carbon an, wie *Annularia sphenophylloides* und *Pecopteris longifolia*. Selten liegt auch ein Brachiopode dabei im Sandstein. In dem Fusulinenkalke dagegen trifft man *Phillipsia*, *Conocardium* u. s. w. Am auffallendsten ist ein verzierter Gastropode, wohl *Naticopsis nodosa* Meek und Worthen, oder die var. *Wortheni* Barrois. — Stache hat vor Jahren den amerikanischen Typus gewisser südalpiner Vorkommnisse erkannt; dass er sie für permisch hielt, war begreiflich in einer Zeit, in welcher man für die amerikanischen Vorkommnisse selbst die permische Grenze zu tief gezogen hatte.

73 A. Struve, Ueber die Schichtenfolge in d. Carbonablag. d. südl. Theiles des Moskauer Kohlenbeckens; Mém. Acad. Pétersb. 1886, XXXIV, N° 6, 106 SS., Karte. Man findet auch bei de Koninck, Bull. Mus. Belg. 1883, II, p. 371 u. folg., die höchst wichtige Scheidung der Schichten mit *Spir. mosquensis* (Fusulinenkalk) von jenen mit *Prod. giganteus* (Oberkohlenkalk). In den tiefsten Lagen des russischen Kohlenkalkes erwähnt Struve mehrere Arten aus der amerikan. Kinderhook-Gruppe. Ueber die russ. Pflanzenreste Stur, Verh. geol. Reichsanst., 1878, S. 219—224.

74 F. Freih. v. Richthofen, China, II, S. 205, 717, 782 u. a. and. Ort.; S. 203, Figur, welche die Einlagerung carbonischer Thone in die Höhlungen des unterliegenden Kalksteins zeigt. Vgl. Note 62.

75 Thomson and Murray, Narrative, I, p. 141, Fig. 55; p. 142, Fig. 56. Es ist vermuthet worden, dass die Stämme schwimmend sich vertical aufgestellt hätten und dann vertical in die Sedimente eingesunken seien, aber das kann nicht für ganze Wälder gelten; H. Fayol, Sur l'origine des troncs d'arbres foss. perpendiculaires aux strates du terr. houill.; Compt.-rend. 1881, XCIII, p. 160—163.

76 C. Grand'Eury, Flore carbonif. du Dép. de la Loire et du Centre de la France; 4°, Paris, 1877, mit Atlas pl. XXXIV, und dess.: Mém. sur la Formation de la Houille; Ann. de Mines, 1882, 8. sér., Mémoires, I, p. 99—292, Taf.; Dessolarde pl. III, Fig. 6.

77 Worthen, Geol. Surv., Illinois, I, p. 70.

78 J. Beete Jukes, The South Staffordshire Coalfield; 2. ed., 8°, Lond., 1859, p. 87.

79 A. de Lapparent, Traité de Géol.; 2. ed., 8°, Paris, 1885, p. 841.

80 E. B. Andrews, Some Conclusions, Theoretical and Practical; Rep. of the Geol. Surv. of Ohio I, 8°, Columbus, 1873, p. 345—364, und ders.: On the Parallelism of Coal Seams; Amer. Journ. Science, 1874, 3. ser., VIII, p. 56—59; J. S. Newberry, On the Parall. of Coal Seams, ebendas. 1874, 3. ser., VII, p. 367—369; J. J. Stevenson, The Upper Coal Measures of the Alleghany Mountains, Ann. Lyc. nat. hist. New York, 1873, X, p. 226—252, und ders.: Note on the Coals of the Kanawha Valley, W. Virg. ebendas. p. 271—277, Karte; ders.: On the Alleged Parallelism of Coal Beds; Proc. Am. Phil. Soc., Philadelphia, 1874, XIV, p. 283—295. Dieselbe Frage hat auch früher hervorragende amerikanische Geologen lebhaft beschäftigt; Rogers vertrat die Spaltung der Flötze, Lesquereux ihre Bildung an Ort und Stelle, durch welche die Spaltung selbstverständlich höchst unwahrscheinlich würde.

81 C. F. Naumann, Lehrb. d. Geognosie; 2. Aufl., Leipzig, 1862, II, S. 584.

82 C. W. v. Gümbel, Beiträge z. Kenntn. der Texturverhältnisse der Mineralkohlen; Sitzungsber. Akad. Wiss. München, 1883, S. 111—216; Taf.

83 Saporta, Bull. soc. géol. 1877, 3. sér., V, p. 383.

84 H. M. Stanley, Durch den dunkeln Welttheil; deutsche Ausg., Leipzig, 1878, II, Kap. 1 und 2; O. Lenz, Brief, Mittheil. geogr. Ges. Wien, 1887, XXX, S. 98.

85 J. W. Dawson, On the Upp. Coal-Formation of East. Nova-Scotia and Prince Edward Isl. in its Relation to the Permian; Quart. Journ. geol. Soc. 1874, XXX, p. 209—219.

86 A. Schütze, Geogn. Darstellung des Niederschles.-Böhmischen Steinkohlenbeck.; Abh. z. Specialkarte v. Preuss., 1882, III, S. 19.

87 E. v. Mojsisovics, Ueber d. Vorkommen einer muthmasslich vortriadischen Cephalopoden-Fauna in Sicilien; Verh. geol. Reichsanst. 1882, S. 31; G. Stache, Zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols; Jahrb. geol. Reichsanst. 1877, XXVII, S. 271—318, und 1878, XXVIII, S. 93—168, Taf.

88 W. Waagen, Die carbone Eiszeit; ebendas. 1887, S. 143—192.

SECHSTER ABSCHNITT.

Mesozoische Meere.

Die Meere der Triasformation. — Positive Vorgänge in der rhätischen Zeit. — Fortgang der positiven Vorgänge in Lias und Jura. — Negative Phase in Mittel-Europa und Beginn der cretacischen Zeit. — Weitere Transgressionen und Mengung der cretacischen Faunen. — Die cenomane Transgression. — Uebersicht der mesozoischen Meere.

1. Meere der Triasformation. Dem Osten der Vereinigten Staaten fehlt die marine mesozoische Serie bis zur mittleren Kreide. Rhätische und liassische Kohlenflötze auf den Appalachien zeigen mit Bestimmtheit, dass jene Gegenden damals vom Meere nicht bedeckt waren. Gegen Westen hin aber zeigt sich zuerst in den Black Mountains, Dakota, mariner oberer Jura, im westlichen Theile der Basin Ranges erscheint die marine Trias, in Californien das Neocom.

In Brasilien fehlen in gleicher Weise alle marinen Sedimente vom Beginne der mesozoischen Zeit bis zur mittleren Kreide. Noch weit im Westen, in Jujuy und Salta, den nördlichen Provinzen Argentiniens, liegen rhätische pflanzenführende Schichten. Noch weiter gegen West aber, in den Anden von Chile und Peru, trifft man verschiedene marine Glieder der Trias, des Jura und der unteren Kreide.

In dem östlichen Australien fehlen die sämmtlichen Glieder der marinen Serie vom Beginne der Trias, doch nur bis zur unteren Kreide, und aus dieser ganzen Zeit sind nur einzelne pflanzenführende Sedimente bekannt, wie die Jerusalem beds in Tasmanien und die Clarence beds in Neu-Süd-Wales und Queensland. In Neu-Seeland dagegen ist die marine Trias vorhanden und marine Glieder der Juraformation. Allerdings scheint hier die Vervollständigung

nicht ganz abgeschlossen zu sein; es reichen einzelne pflanzenführende Horizonte nach Neu-Seeland zwischen die Meeresschichten hinein.

Im nordöstlichen China schliesst die marine Serie überhaupt mit dem Carbon; nicht einmal die sonst so weit verbreiteten Meeresablagerungen der mittleren Kreide wurden bisher aufgefunden. Aber in den Ketten von Japan ist die marine Trias bekannt und einzelne Glieder des marinen Jura. Auf Yesso und Sachalin kennt man bisher nur die mittlere Kreide.

In dem Bogen der Aleuten sind Trias, Jura und Kreide durch Meeresablagerungen vertreten.

Hienach ist man berechtigt zu sagen, dass jener beträchtliche Theil der mesozoischen Serie, welcher älter ist als die mittlere Kreide, ringsum gegen den pacifischen Ocean hin sich vervollständigt.

Völlig verschieden ist der atlantische Saum. Mit Ausnahme der beiden nach pacifischem Typus gebauten Strecken, nämlich der Antillen und des Abschlusses des Mittelmeeres bei Gibraltar, vielleicht mit dem Ausstreichen der Ketten bis Wadi Draa und einzelner Theile Europas erscheinen überhaupt marine mesozoische Sedimente, welche älter wären als die mittlere Kreide, nicht an den atlantischen Küsten. So ist es von Cap Hoorn bis über die Mündung des Orinoco, von Florida bis zum Eismeere und Cap Farewell, dann von Wadi Draa bis zum Cap der guten Hoffnung.

Der indische Ocean zeigt beide Typen. An der Küste von Arrakan, wo pacifischer Bau herrscht, kennt man marine Trias, sie fehlt aber dem ganzen übrigen Umrisse; auch an diesem tritt in der unteren Hälfte der mesozoischen Zeit eine grosse Lücke ein, aber hier dauert sie nicht bis zur mittleren Kreide, sondern nur bis zum mittleren Jura.

Hieraus ergibt sich, dass die heutigen Oceane von verschiedenem Alter sind.

Pseudomonotis Ochotica, eine der bezeichnendsten Arten der Trias, deren Auffindung durch Middendorf in der Mamgá-Bucht des Ochotsk'schen Meeres bereits erwähnt worden ist, wurde nach Teller's Zusammenstellung seither angetroffen: an mehreren Stellen in Japan, namentlich in der Bucht von Sendai; auf der Insel Hugon,

Neu-Caledonien; an mehreren Stellen in den Alpen Neu-Seelands; in einer nahestehenden Abart am Rio Utcubamba, zwischen Chachapoyas und Cuelap, Peru; in Plumas County, Californien, Humboldt Mount., Nevada und an anderen Orten in diesen Ketten; bei Fort Rupert, N. Vancouver; auf Moresby Isl., Queen Charlotte Inseln; am Peace River, Ostabhang der Rocky Mountains (55° n. Br.); am Cap Nunakalkhak, Eintritt in die Bucht Povaluk, Aljáska; ferner bei Werchojansk, an der Jama, Ostsibirien (63° n. Br.).[1]

So umgürtet die marine Trias den pacifischen Ocean; sie setzt über Sibirien und die Mündung des Olenek nach Spitzbergen fort. In das atlantische Gebiet gelangt sie aber auf diesem Wege nicht.

Es wurde die marine Trias von Arrakan erwähnt. (I, S. 581.) Sie tritt mit mächtigen Sedimenten in den Bau der asiatischen Hochgebirge ein, aber die Verbindung mit den Vorkommnissen der Alpen ist noch wenig bekannt. Griesbach's ausgedehnte Forschungen in Afghanistan lehren, dass *Halobia Lommeli* der alpinen oberen Trias bei Chahil, NW. von Saighán im afghanischen Turkistan vorkömmt.[2] Aber sie erscheint dort in Verbindung mit pflanzenführenden Schichten, welche einen gewissen Theil der indischen Gondwána-Serie vertreten, und wir haben gesehen, dass auch ein tieferer Theil der Gondwána-Serie von Indien her bei Darjiling in den Bau des Hochgebirges eintritt. (I, S. 577.)

Weiter gegen West fehlen wieder die Anhaltspunkte. Im russischen Turkistan fehlt die Trias. Im Kaukasus kennt man unter dem Lias nur pflanzenführende Schichten, welche diesem noch zugezählt werden. Mojsisovics, welcher sich so grosse Verdienste um die Feststellung der Vorkommnisse dieser Formation erworben hat, meint allerdings über den permocarbonischen Sedimenten von Djoulfa in Armenien Spuren der alpinen unteren Trias zu erkennen, aber erst die Aufsammlungen russischer Forscher am Berge Bogdo an der unteren Wolga gestatteten demselben den genaueren Nachweis des Auftretens alpiner Vorkommnisse. In dem NW. Kleinasien, an der unteren Donau, im Balkan, in den Karpathen, im ungarischen Mittelgebirge, mehren sich nun solche Vorkommnisse, bis das Gebiet der Ostalpen erreicht ist. Von hier reichen die Sedimente dieser Gruppe bis Graubündten, von den Südalpen und Bosnien durch den Apennin nach Sicilien, nicht mit den gleichen

Merkmalen in die nördlichen Abhänge der Schweizer Alpen, wohl jedoch über die Balearen bis an den Ebro.

Auf diesem Wege erhalten wir Kenntniss von einem Meere, welches aus Inner-Asien durch das südliche Europa sich erstreckte. Es ist dasselbe Meer, dessen Vorhandensein Neumayr aus der Verbreitung der Juraformation nachgewiesen, und welches er als das ‚centrale Mittelmeer' bezeichnet hat.[3]

An drei Beispielen, an der hercynischen Stufe des Unterdevon, an dem obercarbonischen Fusulinenkalk und an den permocarbonischen Ablagerungen von Djoulfa, haben wir gesehen, dass kalkige, marine Bildungen im Süden und Südosten Europas auftreten, während die klastischen Sedimente und die Ablagerungen der geringeren Tiefe in der Mitte oder gegen NW. vorherrschen. Aehnliches wiederholt sich in der Trias. Die Gegenden, in welchen der Name für diese Formation geschaffen wurde, das mittlere und nördliche Deutschland, dann England und ein guter Theil von Frankreich sammt dem Juragebirge und bis in das Departement du Var hinab stellen sich als ein gemeinsames Gebiet abweichender örtlicher Entwicklung dar. Die klastischen und sublitoralen, lacustren und salinaren Ablagerungen treten weit mehr hervor, und in ihrer triadischen Anordnung, Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper, stellt sich diese Entwicklungsform als das Beispiel eines Cyclus mit der Linse von Kalkstein in seiner Mitte dar. In der That fehlt der Muschelkalk gegen Nordwest, nämlich im westlichen Theile des Pariser Beckens und in England; dort liegt, öfters schwer zu trennen, der Keuper unmittelbar auf dem Buntsandstein.

Für die wichtigsten dieser Gebiete war eine richtige Auffassung der Sachlage nicht zu erreichen, so lange man die Horste am Rhein, Schwarzwald und Vogesen, als Theile alter Ufer auffasste. Benecke hat sich bereits im Jahre 1877 von dieser älteren Meinung befreit und dadurch für das westliche Mitteleuropa den Ueberblick gewonnen.[4] Verfolgt man aber genauer die Darstellungen Benecke's, Sandberger's und anderer deutscher Forscher, so zeigt sich die Gefahr einer allzu einfachen und schematischen Auffassung der Trias als eines regelmässigen Cyclus. Der Buntsandstein ist wirklich eine transgredirende Ablagerung, das Zeichen einer positiven Zeit, und er liegt auf Felsarten von sehr verschie-

denem Alter. Aber seine mannigfaltigen Zwischenschichten, bald mit Conchylien, bald nur mit Landpflanzen, die dolomitischen Bänke, dann die bunten Thone mit Gyps im mittleren Muschelkalk, die verschiedenen salinaren Zonen, die wiederholten Einschaltungen dolomitischer Bänke in den Keuper, welche bis ins nördliche Deutschland da und dort durch vereinzelte marine Conchylien ausgezeichnet sind, und deren eine bei Würzburg sogar *Myophoria Raibliana*, eine in den Ostalpen weitverbreitete Art, führt, sind nur einzelne aus den vielen Abweichungen, wohl wahrer Recurrenzen, welche den Cyclus unterbrechen. Dabei schwillt die Mächtigkeit der Sedimente fortwährend an, bis endlich an dem Schlusse des Keupers die litoralen Sedimente der nächstfolgenden, der rhätischen Stufe, über die Grenzen des Ablagerungsgebietes der Trias hinaus wieder übergreifen auf die älteren Felsarten, einen höheren Stand der Strandlinie anzeigend, als er jemals während der Trias vorhanden war.

Die kalkigen Abtheilungen der ausseralpinen Trias bleiben, wo sie vorhanden sind, allenthalben eingelagert zwischen die beiden klastischen Glieder, den Buntsandstein und den Keuper. Ihre Verbreitung stimmt auf eine auffallende Weise überein mit jener des Zechsteins, doch ist sie geringer. Es ist ein in Oscillationen sich vollziehender Cyclus.

Zugleich gelangen in den östlichen Alpen Sedimente ganz verschiedener Art zur Ablagerung. Sie sind fast ausschliesslich pelagischen Ursprunges und durch eine reiche Fauna ausgezeichnet; Kalkstein und Dolomit erlangen beträchtliche Mächtigkeit.

Fremdartig ist die Entwicklung in Südtirol.

F. v. Richthofen erkannte, dass mächtige Stöcke von Kalk und Dolomit in einzelnen Horizonten der südtyrolischen Triasformation mit steilen Abhängen aufragen, und dass zwischen ihnen und an ihren Abhängen klastische Sedimente und vulcanische Tuffe zur Ablagerung gelangt sind. Er erklärte diese Stöcke für Korallenriffe. Gümbel wendete ein, dass Korallen in diesen Stöcken selten seien und dass die Mehrzahl der Riffe geschichtet sei. Aus den Darstellungen, welche E. v. Mojsisovics und seine Mitarbeiter R. Hoernes und C. Doelter gegeben haben, ist die Sachlage zu ersehen.[5] Es sind stockförmige Massen von Kalkstein und Dolomit in den klastischen Sedimenten des Trias begraben. Mit den

heutigen Formen der Berge stimmen sie nur in jenen Ausnahmsfällen überein, in welchen durch Denudation die Böschung des Riffes blossgelegt und zum heutigen Abhange geworden ist. Der grössere Theil der Riffe ist geschichtet; ein anderer Theil ist es nicht. Die ungeschichteten Stöcke hält Mojsisovics für Korallenbauten. An dem äusseren Gehänge solcher Stöcke sieht man zuweilen alte Anhäufungen von Bruchstücken oder ,Ueberguss-Schichtung'.

Dass der Ausdruck ,Riff' gerechtfertigt ist, kann kaum bezweifelt werden. In den tieferen Horizonten bemerkt man zwischen der Etsch und dem Sextenthale ein westliches und ein östliches Gebiet der Entwicklung der Riffe; dazwischen fehlen sie. In späterer Zeit, an dem Schlusse der Cassianer Schichten, vereinigen sich beide Riffgebiete in einem Streifen, welcher über Caprile, Pieve di Cadore und Auronzo zieht, so dass das Gebiet der klastischen Sedimente eingeengt wird. Fügen wir hinzu, dass in noch höherem Horizonte, nämlich im Plattenkalke, die geschichteten Bänke sich über das ganze Gebiet erstreckt haben.

In den Nordalpen wurden massige und geschichtete Kalksteine und Dolomite, in durchwegs mehr oder minder zusammenhängenden Decken gebildet. Hier sollen nur die höheren Bänke, welche in so innige Verbindung mit der rhätischen Stufe treten, etwas genauer betrachtet werden.

2. Positive Vorgänge in der rhätischen Zeit. Vom Königssee bei Berchtesgaden aus unterscheidet das Auge leicht in den bleichen Wänden oberhalb St. Bartholomä zwei Glieder. Das untere ist grau, ungeschichtet, splitterig und durch Zerbröckelung in zahlreiche spitze Kegel aufgelöst. Das obere ist durch regelmässige Schichtfugen getheilt und bildet alle höheren Theile der Felsen. Ersteigt man aber südlich vom See die Höhe des Steinernen Meeres, so umfasst der Blick ein Panorama von Bergen, welche bis zur Spitze des Watzmann von denselben regelmässigen Schichtfugen durchzogen sind. Dieses unmittelbar unter der rhätischen Stufe liegende Glied des Alpenkalkes hat den bezeichnenden Namen Plattenkalk erhalten und ist von Vorarlberg bis an das östliche Ende der Alpen bei Wien, sowie durch das ganze Gebiet der südlichen Kalkalpen und in ebenso bezeichnender Weise in dem eingeklemmten Streifen von Kalksteinbergen bekannt,

welcher Kärnten durchzieht. Ich zähle hieher auch die geschichteten Kalkmassen des Dachsteingebirges und halte Plattenkalk und Dachsteinkalk für übereinstimmende Bezeichnungen. Die über den versteinerungsreichen Bänken der rhätischen Stufe liegenden lichten Kalkbänke aber, für welche man im Gegensatze zum Plattenkalke den Namen Dachsteinkalk oder oberer Dachsteinkalk im westlichen Theile der Nordalpen anzuwenden pflegt, sind nur eine Recurrenz der Bänke des Platten- oder Dachsteinkalkes.

Dass an der Zusammensetzung dieser Kalksteine Schalen von Foraminiferen einen wesentlichen Antheil nehmen, wussten vor Jahren Schafhäutl und Gümbel; Peters hat im J. 1863 an Dünnschliffen ihren Reichthum an kleinen organischen Resten am Dachstein wie am Terglou nachgewiesen.[6] Sie bieten aber noch viele



Fig. 27. Ausblick vom Oberlahner, Aufstieg zur Funtensee-Alp, Steinernes Meer.

andere lehrreiche Merkmale; ein weites und anziehendes Gebiet der Forschung eröffnet sich hier, das kaum noch betreten ist, und ich vermag nur, einige einleitende Beobachtungen mitzutheilen.

Treten wir näher an eine der riesigen Wände heran.

Zuerst sind die grellrothen Scherben zu erwähnen, welche einzelnen Bänken eingestreut sind. Bald sind sie eckig, als wären sie abgebrochen von einer erhärteten rothen Bank, bald dünn geschichtet, roth und gelb; bald auch sieht man einen der grossen Megalodonten in dem Kalkstein roth ausgefüllt bis zu einer geraden Linie und über dieser den lichten Kalkstein oder Kalkspath. Dies ist die Rotherde des Karstes und der trocken liegenden Korallenkalke Oceaniens, der Rückstand nach einer Lösung von Kalkstein, welche nicht unter dem Meere stattgefunden haben kann.

Dann ist das Verhalten der Korallen zu betrachten. In dem lichtgrauen Kalkstein sind zuweilen die durch weissen Kalkspath ersetzten Zweige grösserer Korallenstöcke sichtbar, welche bei der Schwierigkeit näherer Feststellung in der Regel als Lithodendren bezeichnet werden. Die strahlig gestellten Zweige zeigen ihre rosen- oder knollenartige Gestalt an; zuweilen sitzen sogar solche Rosen auf dem Gehäuse eines grossen Megalodus. Man sieht aber die Lithodendren nicht nur zerstreut in dem Kalkstein. Es gibt Bänke, welche ganz aus Lithodendren bestehen, mit mehr oder weniger verticalen Zweigen, die Zwischenräume zwischen den Aesten von Kalkstein erfüllt. Dies sind wahre Korallenkalke. Sie sind gegen unten durch eine Schichtfuge von der tieferen Kalkbank getrennt, aber sonderbarer Weise sind sie auch gegen oben durch eine fortlaufende, an den Felswänden öfters weithin sichtbare Fuge von der nächstfolgenden Bank geschieden, und ihre Knollen und Aeste reichen nicht, wie man wohl vermuthen sollte, in der Unregelmässigkeit des natürlichen Wachsthums in die nächste Kalkbank hinauf. Ich erinnere mich sogar, vor Jahren in den Wänden des Schladminger Lochs am Dachsteingebirge zwei solche Korallenbänke in geringer Entfernung übereinander mit weithin gleichbleibender Mächtigkeit zwischen den anderen Bänken gesehen zu haben. Ob die obere Fläche eine Scherfläche des Meeres ist, wie sie an den Rändern der heutigen Korallenriffe sich bildet, vermag ich nicht zu entscheiden.

Die Beschaffenheit der einzelnen Bänke selbst ist sehr verschieden. Bald sind sie grau, sehr splittrig, ohne jede Spur organischer Reste, bald lichtgelblich oder grauweiss, in den beiden letzteren Fällen von flachem Bruch und zuweilen reich an organischen Resten. Solche verschiedenartige Bänke wechseln aber fort und fort. Manche derselben enthalten über 40 Procent an kohlensaurer Magnesia und lassen keinen Zweifel darüber, dass hier Dolomit als solcher unmittelbar vom Meere niedergelegt worden ist.[7] Darunter sind auch Bänke, welche zahlreiche kleine organische Reste enthalten, und welche nach dem äusseren Ansehen gar nicht einem Dolomit gleichen.

Die Bänke zeigen auch in ihrem inneren Gefüge eine verschiedenartige Bildungsweise. Einzelne sind von geschichteter

Structur, welche auf den Abwitterungsflächen auch bei den tiefer liegenden Gyroporellen-Bänken der Rax-Alpe in Niederösterreich deutlich hervortritt. In anderen sind grosse und kleine Kalksteinbrocken von verschiedenem Ursprunge enthalten, welche oft erst im Anschliffe sichtbar werden. Auf dem Dachsteingebirge, am linken Rande des Karls-Eisfeldes, unter dem Schöberl, findet man in Menge die Schalen der *Rhynchonella ancilla.* Das Lossprengen und Anschleifen eines Blockes hat aber gezeigt, dass die Rhynchonellen in Brocken eines lichtgrauen Kalksteines liegen, welche dieser Bank fremd und eingelagert sind. Ausserdem zeigt derselbe Anschliff Brocken von gelblichweissem Kalkstein mit anderen organischen Resten, ferner von grauem petrefactenleeren Kalkstein und Theile, welche durch die Rotherde in Bändern dunkler und lichter roth gefärbt sind.

Eine weitere Erscheinung ist die Uebersinterung solcher Brocken. Es ist nicht selten, z. B. in ausgezeichneter Weise an den eben erwähnten Vorkommnissen vom Karls-Eisfelde, jeder einzelne Bestandtheil des zusammengeschwemmten Haufwerkes vor der Einfüllung des Bindemittels mit einer ansehnlichen Ueberrindung von kohlensaurem Kalk versehen worden. Diese zeigt im Schliffe eine strahlige Anordnung. Zuweilen sind auch nahe liegende Brocken von einer gemeinsamen Rinde von Sinter überzogen. Hiebei ist nicht jene Abscheidung von kohlensaurem Kalk gemeint, welche z. B. in den Vilser Schichten die Schalen der Brachiopoden erfüllt und an Stelle jeder anderen Gebirgsart auch das gesammte Bindemittel der Fossilien ausmacht, wie dies Rothpletz beschrieben hat,[8] sondern die Ueberrindung von fremden Gesteinsbruchstücken und die Verkittung derselben durch Sinter vor der Einfüllung des Bindemittels und der Ausgleichung der Kalkplatte. Es ist nicht leicht zu verstehen, wie solcher Sinter unter dem Meere sollte gebildet sein.

Nun haben wir die Art der Scheidung der Bänke zu betrachten. Es gibt aufeinanderfolgende, durch scharfe Fugen getrennte Bänke, welche keine Verschiedenheit des Gesteins erkennen lassen, und andere Bänke, in welchen man zwei oder gar drei Lagen unterscheidet, durch verschiedene Farbe und Beschaffenheit scharf sich trennend, aber durch keine Schichtfuge von einander geschieden.[9]

Nicht selten sind aber zwei oder wohl gar auch drei Lagen in derselben Bank vereinigt, welche durch keine Schichtfuge, jedoch durch eine scharf gezackte, einer Schädelnaht nicht unähnliche dunkle Linie getrennt sind. Gümbel und Pichler haben sie beschrieben; Rothpletz bespricht sie unter dem Namen ‚Suturen‘. Sie sind nicht durch Druck entstanden, wie vermuthet worden ist. Gelingt es, mit Hilfe des zarten thonigen Beschlages, welcher als die zackige Grenzlinie erscheint, die Trennungsfläche selbst blosszulegen, so gewahrt man, dass es wahre Stylolithen-Bildung ist, d. h. dass zahlreiche Theilchen des oberen Sedimentes zapfenförmig in das untere eingesunken sind.[10]

Wir gelangen endlich zu dem wichtigsten dieser Vorkommnisse, den Zwischenmitteln. Die Schichtfuge ist in der Regel durch die Einschaltung eines fremden thonigen Elementes bezeichnet. Diese Einschaltung, das Zwischenmittel, ist aber schwer zugänglich, und ich kann nicht mit voller Bestimmtheit behaupten, dass eine solche Einschaltung stets vorhanden ist. In den höchsten Bänken des Plattenkalkes, wo man den tiefsten Schichten der rhätischen Stufe sich nähert, erscheint am Osterhorn, südlich vom Wolfgang-See, da und dort als Seltenheit ein kleiner Streifen von Glanzkohle, von einem eingeschwemmten Pflanzenstamme herrührend. Die Zwischenmittel bildet schwarzer bituminöser Thonschiefer, und in demselben liegen Reste von Ganoiden und zahlreiche Schuppen und Zweige von *Araucaritus alpinus*. Trotz der seltenen Kohlenstreifen im lichten Kalkstein ist der Gegensatz des Kalksteins mit seiner lichten Farbe, den Megalodonten und Korallen, zu dem schwarzen Thonschiefer mit Fischen und Landpflanzen überaus grell. Gegen Westen halten diese Einschaltungen an. Bei Partenkirchen in Bayern hat sie Ammon näher beschrieben.[11] Bei Seefeld in Tyrol hat man durch längere Zeit aus diesen fischführenden Zwischenlagen Erdöl gewonnen, und die zerstreuten Vorkommnisse des St. Hubertusöles, welches in Tropfen auf den Quellen schwimmt, stammen aus diesen Lagen. Diese schwarzen fischführenden Zwischenmittel im lichten Kalkstein wiederholen sich am Osterhorn einige Male. Dann erscheinen zwischen den lichten Kalkbänken die ersten kalkig-thonigen Schichten mit Bivalven, welche in Schwaben die litorale Entwicklung der rhätischen Stufe bezeichnen.

Diese Bänke haben anfangs selbst mehr oder minder die Merkmale von Zwischenmitteln; sie nehmen an Mächtigkeit zu, aber auch der lichte Kalk stellt sich immer wieder in einzelnen Bänken ein; die ganze Schichtfolge wird dunkler, die klastischen Elemente nehmen zu; zugleich steigt, indem wir ansteigen, das Uebergewicht der Conchylien tieferer Zonen über jene des Ufers, und wir befinden uns endlich mitten in der marinen Entwicklung der rhätischen Stufe; noch einmal folgen zwei, zusammen 60 Fuss mächtige Bänke von weissem Kalk mit Lithodendron und dann wieder die dunklen rhätischen Schichten.

So halten wir vorläufig fest, dass die ersten rhätischen Einschaltungen in den lichten Kalkstein und Dolomit nicht dem tiefen Meere angehören, sondern durch litorale Conchylien ausgezeichnet sind.

Eben so auffallend wie die Schichtfolge am Osterhorn ist ein anderes, durch Zugmayer in Niederösterreich festgestelltes Beispiel.[12]

An der Waldegger Mühle im Piestingthale, wo die Mächtigkeit des Plattenkalkes auf mindestens 1000 M. geschätzt wird, treten als Zwischenmittel in den höchsten Schichtfugen röthliche Mergel auf, welche die geringen Vertiefungen der Schichtfläche des Kalksteins füllen, wohl auch zu einer dünnen zusammenhängenden Lage sich vereinigen. Sie enthalten zahlreiche Schuppen und Zähnchen von *Gyrolepis*, *Sargodon*, *Saurichthys*, *Acrodus* und anderen Fischgattungen und sind die Vertreter des Beinbettes, welches in den Uferlandschaften die rhätischen Schichten begleitet. Sie wiederholen sich zum Mindesten vier- bis fünfmal zwischen den harten Kalkbänken. Dann folgt noch harter Kalkstein mit *Megalodus*, eine erste, etwa 0·5 M. mächtige Zwischenlage mit den litoralen rhätischen Conchylien, nochmals Kalk, noch eine röthliche Lage mit dem Beinbett; endlich erscheinen unter weiterem Wechsel die Vertreter der immer tieferen Zonen des rhätischen Meeres.

Es ist überflüssig die Beispiele zu vermehren. Die rothen Scherben und Mergel, die Häufung verschiedenartiger Blöcke, vielleicht auch die Uebersinterung, zeigen uns, dass die Oberfläche einzelner Bänke des Plattenkalkes eine Zeitlang trockengelegt war und dann wieder überfluthet wurde. Mit dem Erscheinen der

rhätischen Conchylien mehrt sich aber die Zufuhr klastischer Elemente.

In der Schichtfolge des Osterhornes sind mehrere ‚Facies' unterschieden worden, welche als die Vertreter eben so vieler bathymetrischer Stufen des rhätischen Meeres aufzufassen sind. Die erste ist die schwäbische Facies: das Beinbett, Lagen mit *Mytilus* und *Taeniodon*, mit *Avicula contorta*, doch ohne Brachiopoden. Es folgt die karpathische Facies mit *Avicula contorta*, *Terebratula gregaria*, *Ostrea Haidingeri*. Dann die Kössener Facies mit zahlreichen Brachiopoden, wie *Spirigera oxycolpos* und And. Endlich die Salzburger Facies mit *Choristoceras Marshi* und *Avicula speciosa*.

Die drei ersten Glieder dieser Schichtfolge wiederholen sich an vielen Orten in den NO. Alpen. Schlönbach hat sie von Kössen beschrieben; in den Abhängen des Scesa plana in Vorarlberg lassen sie sich nach den Aufsammlungen verfolgen, welche mir Escher seinerzeit mittheilte, während in anderen Theilen Vorarlbergs die karpathische Facies den Schluss zu bilden scheint. Stoppani hat diese Ablagerungen mit grosser Aufmerksamkeit durch die ganze Kalkzone der italienischen Alpen verfolgt und in denselben eine tiefere aus Schiefer und Lumachellen bestehende Abtheilung unterschieden, welche identisch ist mit der schwäbischen Ausbildungsform, und eine höhere, oder die Schichten von Azzarola, welche genau mit der karpathischen Facies übereinstimmt.[13]

Die schwäbische Facies erstreckt sich als die bezeichnende Uferbildung weit über das Gebiet der Alpen. Die entferntesten Vorkommnisse in Europa, jene von Linksfield in Sutherland, sind nur in losen Blöcken bekannt. Sie greift von Schottland in das NO. Irland über und zieht dann aus NO. über Nottinghamshire, Warwick, Worcester, Gloucester, Somerset und Dorset herab. Sie erscheint in undeutlichen litoralen Spuren auf Schonen, umfasst einen grossen Theil von Frankreich und das mittlere Deutschland. Viel enger ist das Verbreitungsgebiet der karpathischen Facies. Sie tritt kaum über das gefaltete Gebirge hinaus, doch kennt man sie im Juragebirge, in dem ganzen Verlaufe der Alpen und der Karpathen, im Apennin und auf Corsica. In typischer Weise sieht man sie bei Meillerie am Genfersee (Favre), bei dem Nünenen-Wasserfalle

am Stockhorn (Brunner) und S. von Hindelang zwischen Iller und Lech (Escher und Merian). Noch enger ist das Gebiet der Kössener Facies. Sie erscheint in den nördlichen Ostalpen, an mehreren Stellen in den Karpathen bis in die Bukowina.[14] Zuweilen liegen die Brachiopoden dieser Zone massenhaft in lichtrothem Kalkstein; dies sind die Starhemberger Schichten; sie erscheinen nur in den NO. Alpen, sowie auch die Salzburger Facies, welche jedoch weniger erforscht ist.

Die litoralen Vorkommnisse nehmen also in den Alpen die tiefste Stelle unter den anderen Abtheilungen der rhätischen Stufe ein und erlangen dabei die weiteste Verbreitung in Europa.

Die höheren Bänke des Plattenkalkes am Osterhorn lagern sich unter Oscillationen ab, welche positives Uebergewicht haben. Dieses Uebergewicht ist aber so gering, dass der Kalkstein wieder entblösst wird. Dann bleibt die Platte trocken durch die ganze negative Recurrenz und die dieser entsprechenden Theile der nächsten positiven Phase (— *ef* bis + *kl*, II, S. 31). Indem die Ueberfluthung endlich mehr und mehr Dauer gewinnt, kommen die klastischen Stoffe, aber nur Thon, nicht Sand, herbei, und eine litorale rhätische Conchylien-Fauna. Durch die andauernde positive Bewegung tritt an die Stelle der Schwäbischen die Karpathische, endlich die Brachiopoden-reiche Kössener Facies. Zugleich rückt das Meer in ganz Mittel-Europa weiter und weiter über seine früheren Grenzen. Während in den Alpen über dem nun begrabenen Plattenkalke in tieferem Wasser die Kössener Facies abgelagert wird, bilden sich an entfernten Ufern, bis England und Schottland, die mehr und mehr landwärts vortretenden litoralen Bänke mit demselben Beinbett und denselben Conchylien, welche in den Ostalpen als Zwischenmittel in den Schichtfugen der lichten Plattenkalke oder knapp über diesen zu finden sind.

Wir können uns am Fusse des Osterhornes beinahe 200 M. über die ersten schwäbischen Einlagerungen erheben und befinden uns noch in den brachiopodenreichen Lagen der tieferen See. Es muss der positive Ueberschuss dieser Oscillationen mehr als 200 M. betragen haben, sonst wären am Osterhorne immer nur litorale Vorkommnisse zur Ablagerung gelangt. Es war demnach (Pos. $+ \alpha + \sigma$ — Neg.) > 200 M. (II, S. 280.) Diese positive

Bewegung findet Ausdruck in der Transgression, welche in den litoralen Gegenden stattfindet. Sie ist z. B. von Hébert und Martin für den ganzen Süden des französischen Central-Plateaus vom Rhône-Thale her durch die Départements Ardèche, Gard und Lozère, Corrèze und Dordogne, und ebenso für den Norden in Nièvre, Côte-d'Or und Saône-et-Loire nachgewiesen, wodurch Hébert zur Annahme einer allmäligen Senkung des Central-Plateaus um diese Zeit veranlasst wurde.[15] Aber auch in England fehlt es nicht an Nachweisen für diese Transgression. Selbst in der Schichtfolge der entfernteren Vorkommnisse mag die positive Bewegung vielleicht noch erkannt werden.

So sieht man in Favre's Angaben vom Genfersee die karpathische Facies höher liegend als die schwäbische.[16] In ähnlicher Weise besteht die rhätische Stufe in England, wo sie am genauesten bekannt ist, nämlich in Somersetshire und am Severn, und ebenso weiter im Norden, in Nottinghamshire, aus Sandstein mit einem oder mehreren Lagen von Beinbett, während erst ein wenig höher Schiefer, schwache Bänder von Kalkstein und die Conchylien der schwäbischen Facies sich einzustellen pflegen.[17]

Auf diese Art lässt sich aus den zahlreichen Erfahrungen über die Schichtfolge und Verbreitung der rhätischen Stufe ein annäherndes Bild der Vorgänge, welche das Auftreten dieser neuen Meeresfauna begleiteten, heute gewinnen, und es lässt sich erkennen, welches die Anzeichen der positiven Bewegung in der Mitte des Meeresbeckens, und welches die Anzeichen im Strandgebiete gewesen sind. Zugleich sieht man, dass die vorwaltend positive Bewegung keine örtliche war, sondern sich so weit erstreckt hat, als es überhaupt möglich ist, diese Vergleiche auszudehnen. Sie ist auch nicht plötzlich gewesen, sondern oscillatorisch und langsam.

Die rothen Scherben, welche den Einfluss der Atmosphäre verrathen, und die Zwischenmittel mit Fischen und Landpflanzen sind aber bisher nur in gewissen Theilen des Plattenkalkes beobachtet. Man besitzt solche Nachweise nicht für alle die hunderte von Bänken, aus welchen derselbe aufgebaut ist. Es ist möglich, dass jede Bank einer Trockenlegung und Recurrenz entspricht, aber es ist durchaus nicht erwiesen. Ein sehr wichtiger Umstand spricht sogar gegen diese Annahme; dies sind die oben (II, S. 308)

angeführten Beobachtungen über die Spaltung der Kohlenflötze. Die carbonischen Kalkbänke sind offenbar von ähnlicher Bildung wie jene der rhätischen Zeit. Die Fusulinen in dem oberen Kohlenkalke der Südalpen sind gerade so in Lagen zusammengeschwemmt, wie die Gyroporellen der Raxalpe. Die paralischen Flötze, welche zwischen den Bänken von Fusulinenkalk in den Vereinigten Staaten vorkommen, nehmen genau die Stelle von Zwischenmitteln ein, und von diesen wird angegeben, dass sie sich landwärts zu grösseren einheitlichen, wahrscheinlich autochthonen Flötzen vereinigen. Solche Erfahrungen deuten weit mehr auf ein rhapsodisches Hinaustragen klastischer Sedimente als auf ausgedehnte Aenderungen der Strandlinie. Die ruhige Ablagerung der Gannister beds, die wenig mächtigen und ausgedehnten marinen Bänke, in welchen zuweilen die aufgeklappten zweischaligen Muscheln angetroffen wurden (II, S. 302), deuten, soweit sie mir bekannt sind, im Gegentheile vielleicht eher auf eine vorübergehende positive Phase.

So stehen wir vor mancher ungelösten Frage, und man möchte die Jugend beneiden um die Entdeckungen, welche ihr vorbehalten sind.

Allerdings mag dem Gesagten die Wichtigkeit der Aufsuchung der Zwischenmittel entnommen werden. Walcott sieht in dem Bleiglanz führenden Kalkstein von Wisconsin und Illinois den Stellvertreter des Utica-Schiefers, welcher im Osten und Norden des silurischen Gebietes der Vereinigten Staaten abgelagert wurde, und die Vermehrung der thonigen Zwischenmittel oder ‚partings' im Kalkstein vermittelt den Uebergang.[18] Der devonische Kalkstein Gg_1 bei Prag ist in zahlreiche, regelmässige Bänke durch thonige Zwischenmittel getheilt, und Klvaňa hat die aufgelagerten Tentaculiten-Schiefer Gg_2 nur als die Fortsetzung der Zwischenmittel von Gg_1 angesehen.[19] Man versteht auch vollkommen, warum Drasche erstaunt war, nach den verbreiteten Ansichten über Korallenbauten den auf Luzon zu beträchtlichen Höhen reichenden korallenführenden Kalkstein in regelmässige Bänke getheilt zu sehen, und dass er sogar schon die Frage stellte, ob diese bankförmige Schichtung, welche sich auch in Riffen zeigte, die nur wenige Fuss über das Meer emporragten, etwa durch ein periodisches Stillestehen des Wachsthums veranlasst sei.[20]

Der Megaloduskalk und die rhätische Stufe sind ausserhalb der bisher erwähnten Theile Europas nur im Himalaya und den äusseren Ketten des Systems des Hindukush bekannt, so insbesondere am Mt. Sirban bei Abbotabad. Ferner wurde ein vereinzeltes rhätisches Fossil unter den von Payer aus Ost-Grönland gebrachten Stücken getroffen. Abgesehen von dem letzteren, reichten ihre Meeresablagerungen nicht über jenes Gebiet hinaus, welches wir mit Neumayr als das centrale Mittelmeer bezeichnen, und über die Erweiterung, welche dieses gegen das nordwestliche Europa hin zum grossen Theile schon zur Triaszeit erfahren hat.

Pflanzenführende Schichten der rhätischen Zeit sind dagegen an sehr vielen Orten, so in Sibirien, in Turkistan, in Tonking, in Australien, in der Gondwána- und in der Karoo-Serie, in der argentinischen Republik und in dem östlichen Theile der Vereinigten Staaten bekannt.

Auch in den pacifischen Uferländern ist mir bisher keine rhätische Meeresablagerung bekannt. Es fehlt uns bis heute eine reiche Meeresfauna, welche noch zu entdecken ist. Die rhätischen Vorkommnisse, welche wir kennen, enthalten eine ziemlich einseitige Fauna. Alle jene Abtheilungen von Cephalopoden, welche in der Trias bekannt sind und im Lias wieder erscheinen, sollten hier sichtbar sein. Sie sind es nicht, man kennt noch nicht ihre Lager; dafür sieht man in dem höchsten Theile der Stufe das fremdartige *Choristoceras*.

3. Fortgang der positiven Vorgänge in Lias und Jura. Von den Bänken des Plattenkalkes sind wir nun durch die rhätischen Oscillationen wie auf einer Leiter aufgestiegen bis zu einem Zustande der Dinge, in welchem an der Stelle der Ostalpen offenes Meer war und zugleich der Strand allmälig hinausgerückt war bis nach Schonen und in das nordöstliche Schottland.

Nun folgen die weiteren Oscillationen des Lias und der Juraformation. Neumayr hat mit Zugrundelegung der heute vorliegenden Erfahrungen die Veränderungen dieser Zeitläufte über die ganze Erde zu verfolgen gesucht, und das unerwartete Ergebniss dieser mühevollen Arbeit war, dass dem Lias eine geringe Verbreitung zukömmt, während doch gegen die Mitte der Juraformation eine der grössten und merkwürdigsten Transgressionen eintritt.[21]

Zuerst ist es deutlich, dass im Lias die Oscillationen angedauert haben. Auch hier sind die beiden Gegenden in der Nähe der alten Küsten von Entscheidung, nämlich Schottland und Schonen.

Je weiter man sich in England gegen Norden begibt, um so häufiger werden die Einschaltungen von pflanzenführenden und klastischen Sedimenten in den Lias und auch in den Jura; in den vereinzelten Schollen endlich, welche in Schottland theils durch Verwerfungen und theils durch basaltische Decken erhalten worden sind, erreichen sie die grösste Entwicklung. Um ein richtiges Urtheil über diese versenkten Schollen zu erhalten, muss man hier, ganz wie im Rheinthale, vorerst zugestehen, dass diese jetzt zertrennten Stücke sich einstens als eine zusammenhängende Decke hoch über das ganze heutige Schottland und seine Horste ausgedehnt haben. Diesen Standpunkt hat Judd bereits im J. 1873 eingenommen, und so ist derselbe, auf demselben Wege wie Benecke im Elsass, zur Beherrschung der Thatsachen gelangt.[22]

Im westlichen Schottland, z. B. auf Skye, ist der Lias noch vollständig, doch sind die thonigen Zwischenmittel der Kalkbänke weit stärker geworden. Im Nordosten, in Sutherland, ist er es nicht mehr. Klastische pflanzenführende Ablagerungen sind an der Stelle der tieferen Glieder vorhanden; nur der höhere Theil des unteren und der tiefste Theil des mittleren Lias sind durch Meeresbildungen vertreten. Diese haben daher wahrscheinlich die weiteste Verbreitung in Europa erlangt.

Ganz ähnlich ist es in Schonen. Ueber rhätischen Litoralbänken folgen weitere Bänke mit wenig bezeichnenden litoralen Conchylien als die einzigen Vertreter der tiefsten Theile des Lias, und die marinen Bänke beginnen in demselben Horizonte wie in Sutherland.[23]

Wir steigen in den braunen Jura auf. In Franken und Schwaben liegt eine Bank von Meeresablagerungen ruhig auf der anderen. Dieses Gebiet wurde von den negativen Recurrenzen nicht beeinflusst. Deutlicher sind die Spuren im N. Frankreich. Hébert suchte sie schon im J. 1857 genauer zu verfolgen und erkannte damals, dass an der Sarthe der Lias unvollständig sei, dass in verschiedenen Horizonten des Jura harte Bänke vorkommen, deren Oberfläche vom Wasser abgewaschen, wohl auch abgeglättet und von Bohr-

muscheln angegriffen ist, und dass im Allgemeinen die Grenzen des jurassischen Meeres sich unter Schwankungen erweitert haben bis zur Stufe des Kelloway.[24]

In der Normandie, wo im J. 1856 die Herren Deslongchamps meine freundlichen Führer waren, hat Eug. Deslongchamps die Sachlage sehr genau beschrieben. Der Lias ist unvollständig, und die tieferen Glieder scheinen überhaupt nur in dem nördlichsten Theile des Landes zur Ablagerung gekommen zu sein. Innerhalb des braunen Jura aber sieht man in verschiedenen Höhen angebohrte oder abgeriebene Schichtflächen, welche Unterbrechung der Meeresbedeckung anzeigen und dort ‚chiens' genannt werden. Schon im J. 1864 konnte Eug. Deslongchamps aussprechen, dass das Meer in diesem Gebiete zur Zeit des Lias sich allmälig erweitert hat, gegen den Schluss des Lias sehr stark zurückgewichen ist, dann niederes Wasser erscheint, dasselbe von Neuem zurückweicht *(Trigonia navis)*, endlich sich von Neuem auszubreiten beginnt *(Harpoc. Murchisonae)*, dass über den Schichten des Unter-Oolith eine abgeschwemmte, von *Lithodomus* angebohrte Fläche durchzieht, von da an neuerdings sehr allmälig der Strand sich ausdehnt, bis endlich zur Zeit des Kelloway *(Stephanoc. macrocephalum)* grössere Ueberfluthung eintritt.[25]

Die jurassischen Ablagerungen setzen über das Meer nach Dorsetshire fort. Zuerst sieht man in England die marine Serie ziemlich vollständig, aber gegen Norden stellen sich, wie bereits gesagt wurde, immer mächtigere klastische Zwischenlagen ein, welche die Nähe einer Flussmündung andeuten. In Lincolnshire soll es schon so weit kommen, dass eine solche Einschaltung in Erosionsfurchen einer vorhergehenden eingelagert ist. In Yorkshire, wo die Mächtigkeit dieser Einschaltungen ausserordentlich zugenommen hat und ein beträchtlicher Theil des marinen braunen Jura bereits durch sie verdrängt ist, beschreibt Ramsay in solchen pflanzenführenden Schichten, im Horizonte des Unter-Ooliths, acht kleine aufeinanderfolgende Kohlenflötze, jedes derselben angeblich eingewurzelt auf Unterthon. Endlich löst sich im westlichen Schottland die ganze Serie des unteren braunen Jura in einen oftmaligen Wechsel von fluviatilen und litoralen Bänken auf, welchen erst mit der Oxfordstufe wieder eine Meeresbildung folgt.

In Sutherland beginnt die marine Entwicklung wieder mit dem Kelloway.[26]

Wir begeben uns nach Süden.

Die tiefen Bohrungen in der Nähe von London, welche unternommen wurden, um die versenkte Verbindung der Flötze der Mendips und von Calais wiederzufinden, haben gelehrt, dass dort in der Tiefe über dem paläozoischen Gebirge Lias und Unter-Oolith fehlen und die Auflagerung mit dem Bath-Oolith beginnt, welchem der Kelloway und die anderen marinen Stufen des Jura folgen. Ganz in derselben Weise beginnt an dem devonischen Riffe von Marquise bei Boulogne (II, S. 112) die Auflagerung mit dem Bath-Oolith.

Schonen gibt keinen Aufschluss, denn die Schichten über dem mittleren Lias sind abgewaschen, doch hat man lose Stücke des Kelloway gefunden.

Die kargen Aufschlüsse der Juraformation, welche unter dem jungen Schwemmlande an der norddeutschen Küste sich bieten, lassen erkennen, dass Lias vorhanden ist; noch bei Cammin wurde er erbohrt. Weiterhin kennt man nur höhere Schichten, und in dem Bohrloche von Purmallen bei Memel traf man die Schichten des Kelloway, welche 95 M. unter der Oberfläche auf rothem, wahrscheinlich zur Trias gehörigen Sandstein liegen.[27] Von da erstreckt sich der Kelloway gegen Popilany an der Windau, in Lithauen.

So treten in N. Schottland wie in der Tiefe unter London, dann bei Boulogne und gegen die baltischen Länder die Spuren einer positiven Bewegung hervor, welche bald den Bath-Oolith, bald Kelloway, bald die Oxfordstufe als den Beginn einer Transgression erkennen lassen, während Lias und Unter-Oolith fehlen.

Nun kehren wir nach Franken zurück.

Die Triasablagerungen verschwinden an dem Westrande der böhmischen Masse, indem man sie nach Süden verfolgt. Bis Regensburg ist der Lias sichtbar. Sobald man über die Stelle hinausgelangt ist, an welcher der Donaubruch an den Rand des alten Gebirges tritt, in dem Gebiete des Randbruches, der von Regensburg nach Passau zieht, sieht man die jurassische Serie mit tieferen Gliedern des braunen Jura beginnen. Ueber Passau hinaus ver-

schwindet an dem Rande überhaupt jede Spur des Jura und erst sehr weit davon, bei Olomutschan, N. von Brünn, liegt eine jurassische Scholle auf dem Devon, deren tiefste Lagen nach Neumayr und Uhlig dem oberen Theile des Bath-Oolith und dem Kelloway entsprechen.[28]

Wieder fehlt auf eine lange Strecke jede Spur der Juraformation an dem äusseren Rande des Gebirges, bis die Gegend von Krakau erreicht ist. Hier und in den benachbarten Theilen Polens treten sehr bemerkenswerthe Verhältnisse ein. Die Trias ist vorhanden, die rhätische Stufe an einer Stelle durch pflanzenführende Gesteine vertreten; der Lias fehlt bereits. Sandstein und thonige Schichten enthalten marine Fossilien aus den tieferen Stufen des braunen Jura; bei Balin, W. von Krakau, erscheint die Fauna des Bath-Oolith und Kelloway in grossem Reichthume, aber die Kelloway-Stufe ist es allein, welche sammt der höheren Schichtfolge des Jura sich gegen Osten fortsetzt.

Wir treten nach Russland ein und folgen hier den Angaben von Nikitin.[29]

Die Transgression beginnt von Polen her mit dem Unter-Kelloway; dieses zeigt sich im Gouv. Kiew; in Jekaterinoslaw, Kursk und Orel sind die Unterabtheilungen des Kelloway noch nicht getrennt; ferner erscheint Unter-Kelloway bei Elatma im Gouv. Tambow, in Rjäsan, im NW. Theile von Simbirsk, in Theilen von Nischne Nowgorod, und es zieht durch den Osten von Kostroma in das Gebiet der Wyschegda und der Petschora, bis gegen das Eismeer. Zugleich reicht es durch den Osten und Südosten von Samara nach Orenburg.

Wenn man diese lange und verhältnissmässig schmale Zone des unteren Kelloway betrachtet, erhält man den Eindruck, als sei das Meer in das Erosionsgebiet eines grossen Flusses eingetreten. Mit diesem Vorgange war aber die Erweiterung des Jurameeres nicht abgeschlossen; das Mittel-Kelloway streckt sich noch weiter, in die Gouvernements von Moskau, Twer, Jaroslaw. Im Westen von Kostroma beginnt die Serie mit Ober-Kelloway oder unterem Oxford.[30] In Charkow beginnt über pflanzenführenden Schichten die marine Serie erst mit dem unteren Oxford.

Nun verlassen wir Europa und suchen die weit entfernten und vereinzelten Vorkommnisse der Juraformation auf, welche das afrikanisch-indische Tafelland darbietet.

Bei Medschel esch-Schems am S. Fusse des grossen Hermon tritt in Syrien in geringer Ausdehnung die Juraformation hervor. Das tiefste sichtbare Glied entspricht nach Noetling dem unteren Oxford.[31]

Das nächste bisher bekannte Hervortauchen der Juraformation unter der grossen Decke von cretacischem Kalkstein befindet sich bei Antalo in NO. Abessynien. (I, S. 475.) Aubry hat in den letzten Jahren das Quellgebiet des Blauen Nil bereist und ein vollständigeres Bild der Sachlage geboten. Die Lage von cretacischem Kalkstein, welche die östliche Sahara bedeckt, ist in Abessynien nicht vorhanden. Sie dürfte schon in der Nähe von Chartum ihr Ende finden, und der archaische Untergrund ist blossgelegt durch den Sudan und nach Schweinfurth's Angaben bis in das Land der Niam-Niam. In dem Küstenstriche ist er bis Massauah sichtbar. Diesem archaischen Gebiete ist das Hochplateau von Abessynien aufgesetzt, welches wie die Sahara aus flachgelagerten Schichten besteht, aber die Schichtfolge ist verschieden von jener der Sahara. Das tiefste Glied der Reihe bildet, vom Fusse des Tafellandes im Bogen wahrscheinlich von Adigrat bis hinein zu den Quellen des Blauen Nil ziehend, der mächtige Sandstein von Adigrat. Er ist weiss, auch bläulich, gegen oben bedeckt von gelblichem, krystallinischen Kalkstein mit Lagen von Gyps, von Dolomit und mit kleinen Bivalven. Diesem folgt der jurassische Kalkstein von Antalo mit Meeresfossilien, welcher in Antalo von Blanford beobachtet wurde, im oberen Laufe des Blauen Nil an den Abhängen der Thalfurche wieder sichtbar ist und sich wahrscheinlich im Thale des Guibié in Kaffa wiederholt. Darüber folgen noch einmal Sandstein und Gyps, doch in geringerer Mächtigkeit, und die 2500 bis 2800 M. hohe Oberfläche des Tafellandes wird gebildet von ausgedehnten Ergüssen von Lava.[32]

Der vulcanischen Decke haben wir wahrscheinlich, wie in so vielen anderen Fällen, die Bewahrung der jurassischen Scholle Abessyniens zu verdanken, welche ohne Zweifel ein Theil von einst weit ausgebreiteten Lagen ist und auch heute sich noch ziem-

lich weit gegen Süden fortzusetzen scheint. Die marine Schichtfolge beginnt aber nach Douvillé's Vergleichen wieder mit der Stufe des Bath-Oolith und sie reicht wahrscheinlich bis in den Horizont des Kimmeridge in den Ober-Jura hinauf.

Der südlichen Fortsetzung gehören vielleicht die von Fraas und Beyrich bekannt gemachten oberjurassischen Vorkommnisse von Mombas an der Suaheliküste an. (I, S. 515.)

Eine weitere Scholle flachgelagerter jurassischer Meeresbildungen zeigt sich in Kachh in Ostindien, auch hier zum Theile beschützt durch eine jüngere Lavadecke. Sie setzt sich in einzelnen Kuppen weit gegen NNO, in dem Flachlande von Rájputána fort. (I, S. 531.) Waagen's Untersuchungen lehren, dass das tiefste Glied dieser marinen Serie, Putchum Group, auch dem Bath-Oolith

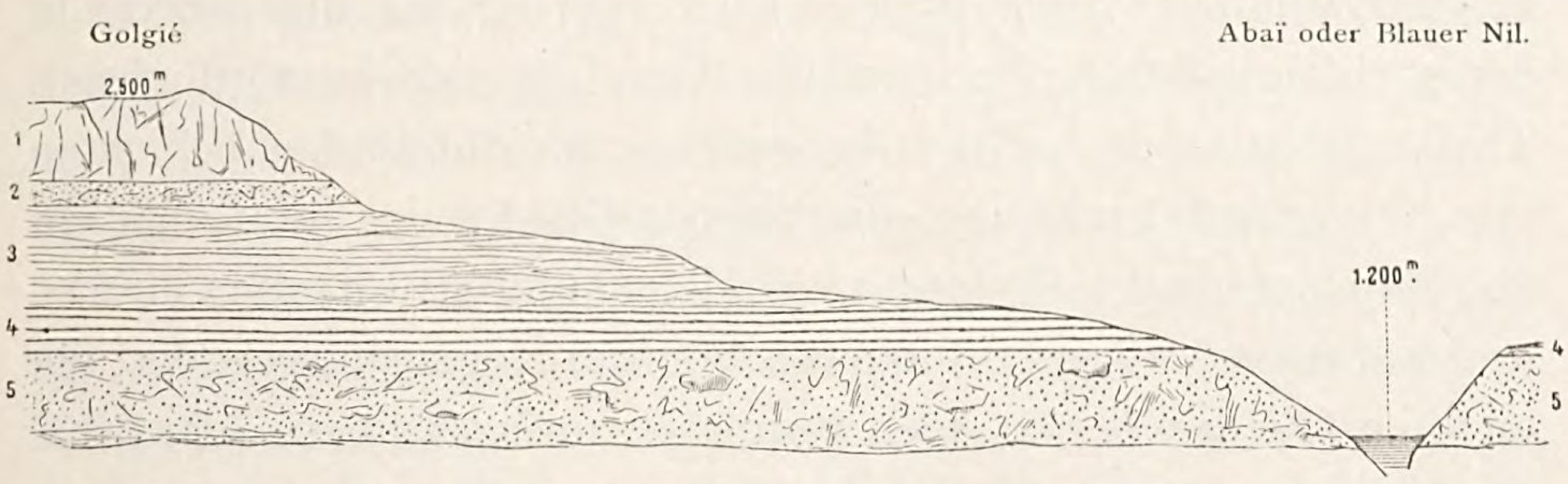


Fig. 28. Die Ufer des Blauen Nil (nach Aubry).

1 300 M. vulcanische Gebirgsarten; *2* 100 M. gelblicher krystallin. Kalk mit *Trigonia*; *3* 400 M. grauer, mergeliger Kalk mit *Modiola aspera*, *Terebratula*, *Ceromya*; *4* 200 M. gelblicher krystallin. Kalk mit Lagen von Dolomit und Gyps und kleinen Bivalven; *5* 500 M. weisser und blauer Sandstein, zuweilen glimmerig mit Einschaltungen von grünem und buntem Thon.

entspricht; Douvillé hat die Aehnlichkeit des abessynischen Antalo-Kalksteins mit diesem Gliede hervorgehoben; über demselben folgt die Kelloway-Stufe mit *Stephanoc. macrocephalum* und eine weitere Reihe mariner Jurastufen, in höchst auffallender Aehnlichkeit mit europäischen Vorkommnissen. Wahrscheinlich setzen sie bis in die Salzkette fort.[33]

Es ist meine Absicht nicht, zu wiederholen, was an früheren Stellen über die minder genau bekannten, wahrscheinlich mitteljurassischen Vorkommnisse von Madagaskar und der Ostküste Ostindiens gesagt worden ist, und es mag nur erinnert sein, dass auch im Westen Australiens die tiefsten bisher bekannten mesozoischen Meeresbildungen dem braunen Jura angehören. (II, S. 189.)

Die Erfahrungen summiren sich in der folgenden Weise.

In dem Beginne der rhätischen Zeit ist das Meer in dem betrachteten Gebiete eng, beschränkt auf einen Theil der Alpen und der asiatischen Hochgebirge. Es steigt in Europa unter Oscillationen an; endlich reicht seine Wasserfläche über einen grossen Theil des mittleren Europa. Die Schwankungen dauern im Lias fort; das Gebiet des Meeres ist enger im untersten Lias, wieder etwas weiter, dann wieder enger. Auch im unteren braunen Jura gewinnt es nicht an Umfang. Dann, mit der Stufe des Bath-Oolith, welche allerdings sich nicht allzuscharf paläontologisch abtrennt von der nachfolgenden Kellowaygruppe, erhebt sich weithin die Strandlinie. Die Bathstufe liegt auf dem versenkten armoricanischen Bogen unter London, auf dem Devon von Boulogne; mit ihr beginnt die grosse Transgression in Abessynien und im nordwestlichen Ostindien. Noch grösser wird der Umfang des Meeres in der nachfolgenden Kellowaystufe; diese legt sich im nördlichsten Theile Schottlands auf die fluviatilen kohlenführenden Schichten von Sutherland, greift über die tieferen Glieder der Juraformation von Pommern in der Richtung von Memel und bis Lithauen hinaus, und während der Lias Frankens schon bei Regensburg endet, die anderen Glieder des braunen Jura auch zurückbleiben, dehnt sich das Meer des unteren Theiles der Kellowaystufe von Polen her über Kiew in einem langen Saume längs der Westseite des Ural bis zum Eismeere, zugleich über Orenburg auf die Ostseite des Gebirges übergreifend. Nun reicht das Jurameer von der Petschora und von Sutherland bis Abessynien und Kachh und noch viel weiter gegen Süd und Südost. Dabei sind die transgredirenden Schichten an der Petschora gerade so flach gelagert wie am Blauen Nil, und *Stephanoc. macrocephalum* bezeichnet im Kelloway seinen stratigraphischen Horizont von Brora in Sutherland bis nach Kachh.

Mit dieser ausserordentlichen Erweiterung ist aber die positive Bewegung noch nicht abgeschlossen, wenn auch die immer grössere Entfernung der Küsten die Feststellung weiterer Transgressionen immer schwieriger macht. Aber die nachfolgenden Stufen behaupten nicht nur, soweit sich übersehen lässt, das ganze Gebiet des Bath und Kelloway, sondern sie greifen in Europa auch noch darüber hinaus.

Während die Kellowaystufe und die untere Oxfordstufe bei Olomutschan auf die Höhe der devonischen Zone der Sudeten gelangt waren, ersteigt der Strand während der nächstfolgenden Stufen des oberen Oxford und unteren Kimmeridge die Höhe der böhmischen Masse und dringt über dieselbe bis nach Sachsen vor; heute liegen geringe Reste dieser Transgression eingeklemmt in dem rückgefalteten Bruche am Südrande des Riesen- und des Isergebirges. (I, S. 275.)

Ebenso wird zur Zeit der Kimmeridgestufe jener südliche Theil der russischen Platte überfluthet, in welchen im östlichen Galizien sich der obere Dnjestr einschneidet (I, S. 241), und das Meer breitet sich dort über den devonischen rothen Sandstein aus. Es erreicht aber auch zugleich die Dobrudscha und legt die Kalkbänke des Kimmeridge flach auf den aufgerichteten grünen Schiefer des Gebirgsbruchstückes von Matschin, von Hirschowa und Tschernawoda bis an das Schwarze Meer; wahrscheinlich erstrecken sich die Kalkbänke noch weiter unter die bulgarische Ebene. (I, S. 612.)

Die Untersuchungen der russischen Geologen rechtfertigen die Vermuthung, dass auch dort mit der Transgression des unteren Kelloway noch nicht der höchste Stand der Strandlinie erreicht war. Wir haben die weiteren Transgressionen bereits erwähnt, welche zur Zeit der höheren Theile des Kelloway und des Oxford eingetreten zu sein scheinen. Ob die Stufe des Kimmeridge auch, wie in Galizien und an der unteren Donau, in grösseren Flächen in Russland über die Grenzen des Oxford sich hinauserstreckt, ist nicht bekannt. Diese Stufe ist, wie sich sofort erweisen wird, die letzte nachgewiesene Meeresbedeckung vor einer grossen Aenderung der Dinge und mag daher in noch höherem Grade der Abwaschung und Zerstörung ausgesetzt gewesen sein als die anderen Stufen. Pawlow, welcher sich besondere Verdienste um die Kenntniss des Kimmeridge in Russland erworben hat, beschreibt sie von mehreren Stellen in Simbirsk, sowie aus der Nähe von Orenburg, ferner nach Gourow von den Ufern des Donetz und nach Levisson-Lessing aus Nischne Nowgorod. Es ist ganz dieselbe Tracht der Fauna wie in den gleichaltrigen Ablagerungen des westlichen Europa. *Exogyra virgula*, die kleine Auster, welche im Juragebirge in solcher Menge auftritt, dass man dort einen selbständigen

‚Sousgroupe virgulien' geschaffen hat, welche im Kimmeridge von Spanien, England, ganz Nordfrankreich und Hannover, sowie in den Plattenkalken von Ulm auftritt, erscheint ebenso in Polen und im südöstlichen Russland mit vielen anderen bezeichnenden Arten der westeuropäischen Fauna des Kimmeridge.[34]

Mit dem Abschlusse der Kimmeridgestufe tritt aber in ganz Europa eine völlige Aenderung der Verhältnisse ein. Allenthalben sinkt der Strand. In Russland erscheint von Norden her eine neue, dem übrigen Europa fremde Meeresfauna, jene der Wolgastufe. Ganz ebenso ist es in Indien. Ueber dem Katrol-Sandstein, welcher dem europäischen Kimmeridge entspricht, treten pflanzenführende Schichten ein; dann erscheinen vom Süden her die Spuren einer Europa fremden Meeresfauna, jene der südafrikanischen Uitenhage Series.

Wir werden nun kurz, soweit es die noch in vielfacher Beziehung lückenhaften Beobachtungen gestatten, die Trockenlegung eines Theiles von Mittel-Europa, dann die neue nordische, endlich die südliche Transgression betrachten.

4. Negative Phase und Beginn der cretacischen Zeit. Die Ausdehnung und die Mächtigkeit der Süsswasserablagerungen, welche in einem Theile Europas beiläufig an der Grenze der Jura- und der Kreideformation erscheinen, sind viel zu gross, als dass sie nicht schon öfters die Anregung zu Erörterungen allgemeiner Art gegeben hätten. Im J. 1872 knüpfte R. Godwin-Austen an eine Schilderung derselben eine Reihe von Gedanken, welche nahe übereinstimmen mit der mehrfach erwähnten Anordnung der Sedimente in Cyclen. Man könne, meinte derselbe, in der nördlichen Hemisphäre eine Wiederkehr der physischen Verhältnisse nach ausserordentlich langen Zeiträumen wahrnehmen. Die marine Schichtfolge werde immer und immer wieder weithin durch aussermarine Bildungen unterbrochen, so durch den alten rothen Sandstein, so durch das carbonische Flötzgebirge, so durch die Süsswasserbildungen des Weald.

Damals berief sich Godwin-Austen auf mehrere Verbreitungsbezirke des Weald. Ein Binnensee war in SO. England, in Kent, Surrey, Sussex und Hants bekannt, mit einer Fortsetzung jenseits des Meeres bei Boulogne und weiteren Spuren bis Oxford und auf

der Insel Wight. Die geringsten Ausmaasse dieses Sees gab Austen mit 190 Kilom. von jenseits Aylesbury bis Portland und 320 Kilom. von Portland bis in das Boulonnais an. Schwache Spuren kannte man auch in dem Aufbruche des Pays de Bray; zog man diese in Betracht, so gab die Linie von Wiltshire bis über Beauvais 400 Kilom. Ferner waren Spuren aufgefunden in den Dép. de l'Aube und des Jura. In den Charentes sollte ein weiterer See liegen, etwa so gross wie der Ladoga. In N. Deutschland sollte ein See liegen, etwa 190 Kilom. lang, von Ibbenbühren langgestreckt über Osnabrück und über Hannover hinaus. Endlich wurde schon damals vermuthet, dass gewisse vereinzelt auf dem belgischen Carbon liegende Schollen von pflanzenführenden Schichten auch dem Weald zufallen.[35]

Die seitherigen Beobachtungen haben viele neue Erfahrungen gebracht, und ich werde nun versuchen, denselben für das westliche Europa die bis jetzt erkennbaren Umrisse des grossen Vorganges zu entnehmen.

In dem ganzen Gebiete der Alpen und der Karpathen herrscht während dieser Zeit das Meer.[36] Man kennt Vertreter des Weald in Spanien und Portugal, und sie werden mit in Vergleich gezogen werden. Die genauere Besprechung soll aber in erster Linie sich gründen auf die genauer bekannten Gebiete, von SO. England bis in das Juragebirge und von der Westküste Frankreichs bis an den Harz. Dabei werden für England Judd, Meyer und Topley, für Deutschland H. Credner und Struckmann, für das östliche Frankreich und das Juragebirge Pellat, Loriol, Cotteau, Jaccard und Maillard, endlich für das westliche Frankreich Coquand die wichtigsten Anhaltspunkte geben.[37]

a. Es reicht von Portugal her, durch das ganze hier in Betracht gezogene Gebiet die Stufe des Kimmeridge bis nach Orenburg.

b. Dann folgt über dieser im westlichen Europa noch ein marines Glied der Juraformation, die Portlandstufe. Sie liegt allenthalben regelmässig auf dem Kimmeridge, aber in Hannover, wo ihre Fauna sehr mannigfaltig ist, stimmen 74 Procent des Unter-Portland mit den vorhergehenden Kimmeridge-Lagen überein. Die Grenze ist also eine wenig strenge; einzelne Forscher erkennen sie überhaupt nicht an, und man sieht einen ziemlich ungestörten

Fortgang der Dinge. In den oberen Lagen des Portland ist die Uebereinstimmung eine geringere, und man bemerkt in England, wie in Deutschland und im Juragebirge, ein gewisses Vorwiegen von brackischen oder doch von solchen Formen, welche minder empfindlich gegen einen Wechsel des Salzgehaltes sind. In der Charente wie in England, in Hannover und in O. Frankreich und durch das Juragebirge bedecken Millionen von Schalen der *Corbula inflexa* und *Cyrena rugosa* den flachen Grund des Meeres, welches kaum den vollen Salzgehalt zu besitzen scheint.

Eine ganze Reihe der Fossilien des Portland findet sich aber noch am oberen Dnjestr wieder, wo auch *Corbula inflexa* häufig vorkömmt, und die Untersuchungen von Alth über diese Fauna lassen nicht vermuthen, dass um jene Zeit bereits eine Scheide zwischen dem östlichen und dem westlichen Europa vorhanden gewesen sei.[38]

Wir befinden uns nun an der oberen Grenze des Portland, in dem Lager, welches man in Hannover als die Einbeckhäuser Plattenkalke bezeichnet.

Jetzt tritt die grösste Aenderung ein.

c. Das Meer, welches zur Zeit des Kimmeridge bis über die Wolga hinaus, zur Zeit des Portland zum Mindesten bis an den Dnjestr gereicht hat, wird so ausserordentlich eingeengt, dass es nicht über das Gebiet der Alpen und der Karpathen hinausreicht, ja nicht einmal das Gebiet des Juragebirges zu behaupten vermag. In den verlassenen Strecken bleiben abgetrennte Meerestheile zurück, in welchen Thon und Gyps, da und dort auch Steinsalz zur Ablagerung kommen.

In England treten diese gypshältigen Schichten, welche überall sehr arm an organischen Resten sind, nirgends zu Tage; als aber im J. 1874 nahe der Mitte des Weald-Districtes eine Bohrung niedergestossen wurde, traf man sie über 100 Fuss mächtig. Sie liegen in der Mitte einer Mulde wahrscheinlich als eine Linse, über ihre Ränder hinaus ganz unter jüngeren Sedimenten begraben.

In Norddeutschland nennt man sie Münder Mergel, und sie sind in Folge der Faltungen, welche das Land erlitten hat, an vielen Punkten sichtbar. Ihnen gehört das Salzflötz an, welches unter der Stadt Hannover erbohrt wurde, und sie erreichen sogar

über 300 M. an Mächtigkeit. Die Aehnlichkeit derselben mit dem Keuper ist von Struckmann hervorgehoben worden.

Eine von Maillard entworfene Karte des Juragebirges zeigt deutlich, dass dort sich dasselbe ereignete wie in England. Gypshältige Mergel, allerdings nur 3—4 M. mächtig, wurden über dem Portland auf einem Theile des heutigen Gebietes des Juragebirges gebildet, hauptsächlich zwischen dem Doubs und dem Neuenburger See und etwas weiter gegen NO. und SW., aber die nachfolgenden Ablagerungen breiten sich viel weiter, insbesondere gegen SW. aus, und wenn das Gebiet nicht gefaltet worden wäre, so würde der Gyps ebenso eine begrabene Linse sein wie in England.[39]

In gleicher Weise ist weit im Westen, an der Charente, über dem Portland Gyps abgelagert worden. Dort hat man es nur mit einem Theile eines Beckens zu thun, welches sonst theils vom atlantischen Ocean und theils von der Transgression der mittleren Kreide verhüllt ist. Es ist der südliche Rand des armoricanischen Horstes, welchem die einzelnen Glieder der mesozoischen Reihe in solcher Weise folgen, dass gegen S. oder SW. immer jüngere sichtbar sind. Ueber dem Portland liegt erst zelliger Kalkstein, etwa 1·6 M. stark, dann durch 35—40 M. Gyps mit Thon, Fischschuppen und Holzstücken. Dieses Gypslager ist in einer gegen WNW. streichenden Zone aus der Gegend von Chateauneuf W. von Angoulême durch 40 Kilom. zu Tage sichtbar, und einzelne Vorkommnisse lassen es verfolgen über Rochefort bis zur Pointe de Chassiron, der äussersten in den Ocean vorspringenden Spitze der Insel Oléron, auf eine Gesammtlänge von mehr als 100 Kilom. Die Gironde und das Meer liegen heute auf diesem Becken, und man kennt nicht seine Umrisse.

Durch die ausserordentliche negative Bewegung, welche diesen so gänzlich von dem früheren abweichenden Zustand herbeigeführt hat, wurde auch das östliche von dem westlichen Europa abgetrennt, und in beiden vollziehen sich nun eine Zeit hindurch selbständige Ereignisse. Man bezeichnet diese Zeit als den unteren Theil des Purbeck; an den Beginn desselben fällt die Scheidung Europas.

d. Die Becken, in welchen der Gyps abgelagert wurde, füllen sich wieder.

Im Juragebirge reichen die Ablagerungen dieser neuen Stufe, welche aus Kalk oder Mergel besteht, von Biel an gegen SW. durch das ganze Gebirge und darüber hinaus bis in das Dép. der Isère. Sie sind zuweilen durch Rauchwacke von der Unterlage getrennt und erreichen nur 4—5 M. Sie bestehen in der Regel unten aus einer Lage mit gemengten Fluss- und brackischen Conchylien, dann aus einer Süsswasserlage und darüber wieder aus einer brackischen Lage. Diese obere brackische Lage hat aber wieder eine viel geringere Ausbreitung und scheint, wenigstens nach den bisherigen Erfahrungen, kaum über das Gebiet des tief darunter liegenden Gypsthones hinauszugehen. Die Kalkbänke tauchen ausserhalb des Juragebirges bei Baume am Doubs oberhalb Besançon und bei Gray an der Saône hervor, so dass sich eine Verbindung herzustellen scheint mit dem Ostrande des Beckens von Paris. Schon im Dép. Yonne fehlen aber die höheren Bänke über dem Portland, auch jede Spur süssen Wassers, und die marine untere Kreide liegt auf dem marinen Jura.

In Norddeutschland bildet sich unterdessen über dem Münder Mergel eine ansehnliche Reihe von Kalkbänken mit Meeres-, brackischen und Süsswasserconchylien, welche wegen des massenhaften Auftretens der *Serpula coacervata* als der Serpulit bezeichnet wird. Der Serpulit tritt auch bei Boulogne auf, und er entspricht in England dem über dem Gyps liegenden Theile des Purbeck. Die Oscillationen sind so häufig, dass z. B. Bristow auf der Insel Purbeck in diesem Horizonte vier alte Waldbestände, dann eilf Süsswasserbänke, vier brackische und drei marine Bänke unterscheidet, welche in wiederholter Wechsellagerung übereinander folgen.

An der Charente erscheint auch eine Kalkbank mit Süsswasserconchylien, die ‚couche à deux pieds'.

Die marinen oder brackischen Conchylien dieser Lagen tragen noch vollständig den Typus der tieferen Bänke; viele Arten sind ihnen gemein; es ist eine verarmte jurassische Fauna.

Die späteren Transgressionen lassen deutlich erkennen, dass in dem ganzen Westen des Pariser Beckens, jenseits des Pays de Braye, zu dieser Zeit trockenes Land gewesen ist, während im Osten, von den Alpen bis nach England, die Reste der jurassischen

Meeresfauna mit jener des süssen Wassers in mannigfaltiger Weise wechseln.

e. Während bisher der Gang der Dinge weithin ein gleichmässiger war, tritt nun Verschiedenheit ein.

Der Strand erhebt sich noch mehr; die dem Meere der Alpenregion zunächst liegenden Strecken werden überfluthet, und die neue Meeresfauna des Valengien oder unteren Neocom tritt von Süden her über das Gebiet des Jura. Das Meer dringt eine Strecke weit nach Frankreich ein; nicht weit über Vailly, NW. von Sancerre, Cher gehen seine Ablagerungen gegen Westen hinaus. Im Norden von Frankreich aber und in ganz England kennt man die Meeresablagerungen des unteren Neocom nicht.[40]

Allerdings nimmt das Meer nicht sofort stetigen Besitz. Da und dort sieht man im Juragebiete eine marine Bank, über derselben noch einmal Süsswasserkalk, bis das Meer unbestrittenen Besitz ergreift. Etwas weiter im Norden, in der Haute Marne, tritt noch viel höher, in der Urgon-Stufe der Kreide, eine Süsswasserschicht auf.

Noch weiter im Norden, in Hannover und in England, behauptet sich aber das Süsswasser länger als in der Nähe der Alpen, ja es bildet jetzt erst die typischen Ablagerungen des Weald.

In Norddeutschland legt sich auf den Serpulit eine bis 200 M. mächtige Ablagerung von Sandstein und Schiefer mit Reptilienresten, Süsswasserconchylien wie *Unio* und *Cyrena*, und mit mehrfach übereinander wie im Carbon sich wiederholenden Kohlenflötzen. Thierfährten auf den Sandsteinplatten zeigen, wie sich allmälig der Spiegel des Süsswassersees erhöht und behauptet hat.

Ein ähnlicher Sandstein tritt in kleinen Schollen bei Boulogne auf; in England liegt er über dem Purbeck wie in Hannover, mit zahlreichen Resten der grossen Iguanodonten und von Landpflanzen. Hier heisst er Hastings-Sand; er enthält auch Fährten in verschiedenen Horizonten.

f. In Hannover wie in England folgt nun der obere Weald-Thon. Wieder tritt der Einfluss des Meeres einigermassen hervor. In Norddeutschland mag dieses Glied 60—70 M. erreichen; neben zahlreichen fluviatilen Conchylien erscheinen brackische Formen aus dem Serpulit wieder; auch *Corbula inflexa* ist noch immer da.

Es ist die noch mehr verarmte jurassische Fauna, welche während des Hastings-Sandes irgendwo in Lagunen fortbestanden hat und nun wieder erscheint. In England sieht man brackische Zwischenlagen im Süsswasserthone, und *Ostrea distorta* bildet nahe unter der obersten Grenze des Weald-Thones noch eine Bank. So erhält sich unter den ungünstigsten Umständen der jurassische Rest, eine wahre Relicten-Fauna.

In England nimmt die Mächtigkeit so sehr gegen Westen zu, dass sie für die Schichten über dem Purbeck über 2000 Fuss erreicht; aus jener Richtung mag das klastische Sediment gekommen sein. Auf dem belgischen Kohlengebirge aber sieht man da und dort unter der späteren mittelcretacischen Transgression Sand oder Thon, welche einen Pflanzenrest liefern. Sie sind die Spuren von Ablagerungen in Vertiefungen der alten Oberfläche des Landes, und im J. 1878 wurde auf dem Schachte St. Barbara bei Bernissart, nahe der französischen Grenze, 322 M. unter der Oberfläche des Bodens, im Kohlengebirge eine hinabgesunkene Masse von Thon angetroffen, welche mehrere Skelete von Iguanodon, dabei Fische und Pflanzen des englischen Weald-Thones enthielt.[41]

Auf die Kalkbank an der Charente hat sich unterdessen auch brauner Thon mit Pflanzenresten gelagert.

g. Das Meer dringt endlich noch weiter gegen Norden vor und schliesst schrittweise die Phase der grossen Binnenseen ab. Es ist nicht mehr die Meeresfauna des Valengien oder Unter-Neocom, welche transgredirt wie im Jura, sondern in Deutschland jene des Mittel-Neocom, des Hils oder Hauterivien. Zugleich wird das nördliche Frankreich überfluthet, das südliche England wird erreicht, denn die erste marine cretacische Einschaltung in den englischen Weald dürfte auch nahe in diesen Horizont fallen. Dort wiederholt sich aber noch einmal süsses Wasser, und erst die nächstfolgende Stufe der unteren Kreide bedeckt endlich dauernd das Gebiet des alten Binnensees. Sie beginnt mit den Punfield beds, welche dem Urgonien der französischen Geologen entsprechen.[42]

Die positive Bewegung ist unter Oscillationen erfolgt. Sie hat erst das Unter-Neocom von den Alpen über das Gebiet des Jura nach Frankreich getragen. Im Mittel-Neocom, d. i. zur Zeit des Hils, hat sie in weiterer Transgression Nordfrankreich, Nord-

deutschland und den norddeutschen Weald, sowie einen guten Theil von England bedeckt. In der folgenden Urgonstufe wird auch in England die Reihe der Süsswasserbildungen gänzlich abgeschlossen.

Während jedoch über den Purbeck des Juragebietes sich bereits das Meer der unteren Kreide ausgebreitet hatte, behaupteten sich im deutschen und englischen Weald noch vereinzelte brackische Conchylien als die letzten Reste der jurassischen Fauna gegen das nordwärts vordringende Meer.[13] In den Seen und an den Flussmündungen waren die bereits durch viele Oscillationen dem brackischen Wasser angepassten jurassischen Conchylien besser geeignet fortzubestehen, als die neu ankommenden Conchylien des cretacischen Salzwassers.

Im Besitze dieser Erfahrungen werfen wir einen flüchtigen Blick auf die Halbinsel jenseits der Pyrenäen. So wie man von den Alpen her durch das Juragebiet gegen NW. bis in den englischen Weald am deutlichsten die Folge der Vorgänge zu erkennen vermag, ist dies auch in Spanien der Fall, wenn man von den Balearen her gegen NW. zu der atlantischen Küste hin die Schichtfolge aufsucht.

Auf den Balearen, welche wir als die muthmassliche Fortsetzung der betischen Cordillere ansehen, ist, wie in dieser ganzen Cordillere, die Schichtfolge vorwiegend pelagisch wie in den Alpen. Eine durchaus marine Serie vertritt den oberen Jura, welchem das Unter-Neocom auflagert. Auf dem Festlande trifft man das Unter-Neocom bei Valencia wieder, aber weiter im Lande ist es noch nicht bekannt, eben so wenig als in den von den Alpen entfernteren Theilen der Niederung von Paris. Dagegen zeigt sich schon an der Küste, in dem kleinen Gebirgszuge der Atalavas de Alcala bei Castellon, in dem Kimmeridge mit *Exogyra virgula* ein lithographischer Kalkstein, wie er im SO. Frankreich und von Ulm bis Solenhofen die höchsten Theile der Juraformation auszeichnet, wahrscheinlich die Zeiträume des Portland und auch des Purbeck vertretend, und wie Gümbel gezeigt hat, in Süddeutschland durch zahlreiche kleinere Oscillationen ausgezeichnet, wie wir sie im englischen Purbeck unter veränderten Umständen erkennen konnten. Die nächsten Sedimente, welche über dem lithographischen Kalk-

stein der Atalavas bekannt sind, gehören aber nicht dem Unter-Neocom, sondern schon dem Urgon an.[44]

Weiter landeinwärts, in Teruel, treten Kohlenablagerungen hervor, bei Utrillas wechsellagernd mit marinen Bänken, deren Fauna genau übereinstimmt mit jener der Punfield beds, welche in England den höchsten Schichten des Weald eingeschaltet sind und denselben abschliessen.[45]

Noch weiter gegen NW., in Theilen von Logroño und Burgos bis in das Thal des Saja in Santander und bis an die atlantische Küste erscheinen die Süsswasserablagerungen des Weald. Palacio und Sanchez haben den südlichen Theil beschrieben; nach Calderon's Angabe erreichen sie über 1000 M. Mächtigkeit, bedecken sie in ihrem Hauptgebiete über 1200 Quadrat-Kilom. und lassen sich wie in England Hastings-Sand und Weald-Thon unterscheiden.[46]

Die marine Schichtfolge der Kreideformation beginnt aber hier allenthalben mit dem Urgon, welches, wie Carez nachgewiesen hat, über Catalonien, N. Arragonien, Navarra und Biscaya sich ausbreitet.[47]

Die Uebereinstimmung mit den mitteleuropäischen Vorkommnissen ist auffallend; die Lage der Balearen entspricht den Alpen, Santander dem südlichen England.

Wir wenden uns nach Portugal.

Schon vor vielen Jahren beschrieb Sharpe eine ‚infracretaceous Series' aus Portugal, von süssem Wasser gebildet; Delgado erkannte, dass sie dem Weald entspricht; Ribeiro hat sie seither beschrieben, und die geologische Karte von Portugal verzeichnet sie von Setubal bis Cabo de Espichel, dann in vielen grösseren und kleineren Strecken N. vom Tajo bis Cabo Mondejo. Saemann aber zeigte die Uebereinstimmung der höheren Theile des portugiesischen Jura mit dem Portland von Boulogne.[48]

In der Serra de Cintra liegt nach Choffat über dem Kimmeridge eine mächtige Reihe von Kalkbänken, welche theils noch dieselbe Fauna, theils neu hinzutretende Arten, auch *Cyrena* führt. Dann folgt das Valengien, hierauf das Hauterivien, d. i. marines Unter- und Mittel-Neocom. Aber schon 20 Kilom. gegen Ost, bei Bellas, WNW. von Lissabon, liegt in derselben Schichtfolge an Stelle des

Valengien ein Sandstein mit Landpflanzen, welcher dem Weald entspricht.[49]

Es ist also die Reihe der Erscheinungen im Wesentlichen dieselbe vom Harz bis an die Westküste Portugals. Erst stellt sich über dem Portland Seichtwasser oder Süsswasser ein, dann folgt eine Kette verdampfender Lagunen von Hannover bis an die Insel Oléron; dann bilden sich grosse Süsswasserseen von Hannover bis an die Westküste Portugals. Das Meer, anfangs ganz nach Süden zurückgetreten, bedeckt zur Zeit des Unter-Neocom Nord-Frankreich bis an den Cher, Spanien nur bei Valencia, ferner gewisse Strecken im westlichen Portugal. Im Hils (Hauterivien) und Urgon dringt die Strandlinie unter Oscillationen immer weiter vor, bis das ganze Gebiet der Süsswasserseen wieder von demselben bedeckt ist. An vielen Stellen streichen die Süsswasserablagerungen, in der Charente auch die Gypse, gegen den atlantischen Ocean aus, und sie beweisen, dass zu jener Zeit ein Festland über die heutige Küste hinaus sich erstreckte.

5. W e i t e r e T r a n s g r e s s i o n e n u n d M e n g u n g d e r c r e t a c i s c h e n F a u n e n. Es ist aus dem bisher Angeführten zu ersehen, dass das Maximum der negativen Phase an die Basis der Gyps- und Salzmergel zwischen Portland und Purbeck zu stellen ist, und dass von da an trotz aller Oscillationen das Uebergewicht der positiven Richtung kennbar bleibt bis zu jener Transgression des Urgon, welche den ganzen Weald bedeckt.

Diese grösste Veränderung der physischen Verhältnisse fällt also nicht genau zusammen mit der grössten Veränderung der Fauna, sondern tritt etwas früher ein, denn im oberen Purbeck liegt eine unzweifelhaft jurassische Fauna.

Zunächst erhebt sich die Frage, ob dieser negativen Phase an einem anderen Theile der Erde eine positive Phase entgegenstehe. Die Spuren derselben finden sich bald. Das Kimmeridge des Westens reicht, wie wir sahen, durch Polen bis über die Wolga. Aber schon in W. Polen, bei Tomaszow an der Pilica, traf Mihalski die Spuren eines dem westlichen Europa fremden Meeres, der u n t e r e n W o l g a s t u f e der russischen Geologen (Zone des *Perisph. virgatus*). Wohl mit Recht bezeichnete sie Mihalski als das erste Anzeichen einer grossen borealen, infracretacischen Transgres-

sion.[50] Nikitin stellt die Wolgastufe in die Zeit des englischen Weald.

Da in Ost-Galizien noch eine ansehnliche Zahl von Arten des westeuropäischen Portland vorkommt, wird die Abtrennung Russlands von West-Europa an den Schluss des Portland, daher genau in jene Zeit zu stellen sein, mit welcher die Gypsmergel beginnen, d. i. in die Zeit des Maximums der negativen Phase in West-Europa. Während im Westen und Süden der Strand zurückweicht und die gypsreichen Lagunen entstehen lässt, rückt derselbe von Nordosten her vor, einerseits über Kostroma, Twer, Moskau und Rjäsan und andererseits von Orenburg und Samara über Simbirsk.

Die Untersuchungen der russischen Fachgenossen, welche in den letzten Jahren so viele neue Thatsachen auf diesem Gebiete festgestellt haben, gestatten dermalen kaum noch die genaue Verfolgung der einzelnen Abtheilungen der Wolgastufe auf der Karte, aber es scheint ausser Zweifel, dass derselben und insbesondere den oberen Gliedern eine grosse Transgression im Norden Asiens zufällt. Das Gebiet würde nach Nikitin die Gegend W. vom unteren Ob nach Süden bis zum 63.° n. Br., ferner einen Theil Nord-Sibiriens, und zwar Taimyr bis herab nach Dudinskoje am unteren Jenissei, dann von da an den Unterlauf aller Flüsse gegen Osten bis zur Jana, doch gegen Süden nicht bis zum Polarkreise umfassen. Dort würden sie streckenweise auf der marinen Trias liegen. Die aus südlicheren Gegenden erwähnten jurassischen Vorkommnisse werden bezweifelt, dagegen scheinen sich die oberen Wolgaschichten am Amur und der Bureja zu wiederholen.

Die mesozoischen Schichten, welche in Spitzbergen auf der Trias liegen, sowie jene in Ost-Grönland wurden hier nach den bisher vorliegenden Untersuchungen zum Jura gestellt (II, S. 84); es muss jedoch hinzugefügt werden, dass Lahusen in seinen letzten Untersuchungen der oberen Wolgastufe an dem Jenissei und der Lena manche Aehnlichkeit mit Spitzbergen und Ost-Grönland bemerkt hat.[51]

Die Zweifel, welche in Betreff der Zutheilung einzelner nur durch *Aucella* gekennzeichneter Schichten bestehen, und manche Verschiedenheit, welche unter den Anschauungen der Paläontologen vorhanden ist, halten mich davon ab, diese Vergleiche auf die Aleuten und die Charlotte-Inseln auszudehnen, wo gewiss die

Wolgastufe vertreten ist. Es ist nach White's Untersuchungen sehr wahrscheinlich, dass die Aucellenschichten Californiens mit jenen des Nordens übereinstimmen; sie reichen vielleicht bis Neu-Mexico.[52] Im arktischen Nord-Amerika aber, und bis Cap Farewell ist nichts Aehnliches bekannt. In West-Grönland ist die untere Kreide nur durch pflanzenführende Schichten vertreten.

Die Gattung *Aucella* dringt vom Norden her bis zu den Lofoten vor, aber nicht weiter in das atlantische Gebiet.

Man kann einige Spuren ähnlicher Vorgänge in der südlichen Halbkugel wahrnehmen.

Im östlichen Australien ist eine cretacische Transgression vorhanden, welche Neumayr beiläufig in das Alter der Stufe von Apt stellt. (II, S. 195.) Im südöstlichen Theile der Capcolonie ist dem älteren Schichtgebirge eine Reihe von pflanzenführenden Schichten angelagert, welche marine Bänke, die Uitenhage-Series, enthält (I, S. 514). Bei Sripermatur, an der ostindischen Ostküste, liegt Sandstein, welcher dem Horizont von Uitenhage zuzuzählen ist. (I, S. 526). Nun gelangen wir zu dem jurassischen Gebiete von Kachh. Bis in den Horizont des Portland vermögen wir die Stufen des europäischen Jura zu verfolgen. Die Oomia Group, welche die mit dem europäischen Portland übereinstimmenden Arten enthält, ist ein an 3000 Fuss mächtiger Sandstein. In einem kalkigen Conglomerate, nahe seiner Basis liegt die Hauptmenge der marinen Fossilien mit den Arten des Portland; höher erscheinen viele Landpflanzen und noch über den Pflanzen trifft man einzelne Arten der Stufe von Uitenhage. So liegt hier über der europäischen Juraformation die Europa fremde Stufe von Uitenhage, wie in Russland über der europäischen Juraformation die fremde Fauna der unteren Wolgastufe liegt. Die eine ist aber von Süden vorgedrungen und die andere von Norden. Um die Uebereinstimmung zu vervollständigen, sieht man in Kachh noch über den Fossilien der Stufe von Uitenhage solche der europäischen Fauna der Aptstufe *(Hopl. Deshayesi)*, und dieselbe westeuropäische Stufe liegt (gleichfalls mit *Hopl. Deshayesi)* nach Nikitin in Simbirsk über der Wolgastufe. Mit derselben erscheint in Kachh auch eine Art der australischen Aptstufe.

So erkennt man in Simbirsk europäischen Jura, dann die boreale Wolgastufe, dann die europäische Aptstufe und in Kachh

europäischen Jura, dann die Spuren der südlichen Uitenhagestufe, dann die Spuren der europäischen Aptstufe.

Wir sind nun weit genug vorgedrungen, um, nach Mittel-Europa zurückkehrend, die Vorgänge an der Grenze der Jura- und Kreideformation und gewisse Erscheinungen in der Aufeinanderfolge und der Zusammensetzung der cretacischen Meeresfauna verfolgen zu können.

Derjenige Bruchtheil der jurassischen Meeresfauna in Europa, dessen Geschichte wir zu überblicken vermögen, ist hier nicht durch Filiation zur Quelle der nachfolgenden Meeresfauna geworden. Dies kann bei einer Anzahl pelagischer Formen in dem alpinen Gebiete der Fall gewesen sein, aber die Fauna der mässigen Tiefen wurde bedrängt, erst durch das gewaltige Zurückweichen des Strandes, dann durch süsses Wasser; brackische Arten mögen aus einzelnen Meeresbewohnern entstanden sein und sich dann noch eine Zeitlang behauptet haben; ein grosser Theil der neuen Meeresfaunen kam aus anderen Gegenden herbei.

Das unterneocome Valengien, wenig hinausgreifend über das pelagische Gebiet der Alpen, hat keine reiche Fauna und zeigt keine Verwandtschaft in der Ferne.

Dann folgt in weit grösserer Verbreitung der Hils oder das Hauterivien. Als Neumayr und Uhlig im J. 1881 die Ammoniten des Hils beschrieben, wurde noch schärfer als in früheren Jahren hervorgehoben, dass in diesem Gliede der Kreideformation ein nordisches Element hervortrete. Seitherige Arbeiten, wie jene von Weerth und Marie Pawlow, haben weitere russische Beziehungen der Hilsfauna kennen gelehrt, und zwar sind es einzelne Merkmale der Fauna der Wolgastufe, welche hier eindringen. Zugleich zeigten Neumayr und Uhlig aber, dass auch deutlich Verwandtschaft einzelner Arten des Hils mit der Uitenhagefauna vorhanden sei. Diese Zeit der Transgression ist also eine Zeit der Mengung der Faunen gewesen, und nördliche und südliche Elemente erscheinen in Europa. Die früher durch die negative Bewegung herbeigeführte Abtrennung des Nordostens, während welcher dort die nordische Wolgafauna erschien, ist nun behoben.[53]

Es ist bisher von den untercretacischen Ablagerungen der Alpen, welche sich in ununterbrochener pelagischer Ausbildung

folgen, wenig gesagt worden, weil im gefalteten Gebirge der Nachweis allgemeiner Transgressionen oder Recessionen nur sehr ausnahmsweise geführt werden kann, wie dies z. B. Maillard für den Purbeck im Juragebirge gethan hat. Dagegen ist der Charakter der Faunen auch hier zu betrachten. Sucht man die pelagische Vertretung auf, so zeigt sich unmittelbar über den Aequivalenten des Hils oder Hauterivien die Stufe des Barrêmien im unteren Rhônethale, des Wernsdorfer Schiefers in den Karpathen, und in dieser wieder ein neues Element der Fauna. Die reiche untercretacische Fauna von Santa Fé de Bogota in Columbien, welche durch Karsten genauer bekannt wurde, sendet zahlreiche Vertreter in diese Stufe. Coquand und Orbigny erkannten sie im französischen Barrêmien wieder, Hohenegger in den Karpathen; Uhlig zeigte die Uebereinstimmung der entlegenen Faunen von Bogota, des unteren Rhônethales und der Karpathen. Die Gattung *Pulchellia* ist in Europa für diese Einwanderung eben so bezeichnend, wie die Gattung *Olcostephanus* für jene der vorhergehenden Zeit.[54]

In der Aptstufe endlich scheint sich eine gleichförmige Fauna von Russland über Europa zu strecken, und die wenigen Arten, welche bisher aus Ostindien bekannt sind, deuten darauf hin, dass sie auch bis über dieses Gebiet ausgedehnt gewesen sei.

So sehen wir gegen den Schluss der Juraformation Europa sich entblössen und in wiederholten, vorschreitenden Transgressionen sich wieder verhüllen. Das Gebiet der Alpen bleibt unter dem Meere. Das Maximum der physischen Veränderung zwischen Portland und Purbeck fällt in Mittel-Europa nicht mit dem Maximum der Veränderung der Fauna zusammen. Es bestimmt nur die vermehrte Isolirung und bereitet den Untergang der sublitoralen Theile der Fauna vor. Die nachfolgenden Transgressionen werden in dem Maasse bedeutungsvoll für die Faunen, als sie von Fall zu Fall neue Verbindungen herstellen und dabei neue Einwanderungen veranlassen oder befördern.

Nikitin hebt hervor, wie in Russland zur Zeit der Wolgastufe der höchste Grad der Absonderung eintritt, bis ‚allmälig in der Epoche des Gault das Allgemeine der Fauna auch in den entferntesten Gebieten sich wiederherstellt.‘ Ganz ähnliche Ergeb-

nisse hat Neumayr dargelegt.[55] Solche Vorgänge sind nicht durch Schwankungen der Festländer zu erklären.

Nun tritt auch noch schärfer als bisher die Verschiedenheit des pacifischen und des atlantischen Gebietes hervor. Untercretacische Bildungen sind längs der Ostküste Amerikas von den Aleuten bis Cap Hoorn an vielen Punkten bekannt; ebenso auf Neu-Seeland und Australien. An dem pacifischen Saume sind sie gefaltet, auf dem australischen Rücklande liegen sie flach. Aber vergebens sucht man an den atlantischen Küsten mit Ausnahme Europas nach einer Vertretung all' dieser Ablagerungen. Selbst in Europa tritt der Weald mit seinen Süsswasserablagerungen offen an den Rand des Oceans. Dennoch zeigt die Fauna eine Verbindung der untercretacischen Meere Europas mit jenen des westlichen Südamerika an. Diese Verbindung kann aber nur in der Nähe der nach pacifischem Typus gebauten Küstenstrecken, nämlich von dem heutigen Mittelmeere Europas gegen Westindien, vorhanden gewesen sein.

6. Die cenomane Transgression. Wie die lange Serie unterbrochener positiver Bewegungen von der rhätischen Stufe durch den Lias aufwärts gleichsam nur der Vorläufer der grossen Transgression der oberen Bathstufe und des Kelloway gewesen ist, so bilden auch alle bisher erwähnten Oscillationen der untercretacischen Meere in Europa nur die Vorboten einer Transgression, welche nicht nur weit grösser als die vorhergehenden, sondern auch dadurch ausgezeichnet ist, dass nun auch die atlantischen Küsten bespült werden.

Diese Transgression umfasst Cenoman, Turon und Senon; es sind einzelne Andeutungen vorhanden, welche dahin weisen, dass ihre höchste Ausdehnung in das Senon falle. Da bereits an einer anderen Stelle dieser Gegenstand besprochen worden ist, mögen hier nur die wesentlichsten Ergebnisse folgen.[56]

Die cenomane Transgression ist sichtbar auf der Höhe der spanischen Meseta und von da durch Frankreich nordwärts bis in das nördliche Schottland an vielen Stellen. Vereinzelte senone Spuren bringt das Schleppnetz aus dem Meere an der norwegischen Küste bis in hohe Breiten (II, S. 83.) Man sieht sie auf der Höhe der böhmischen Masse, bis zum bayrischen Jura hinab und nordwärts in zahlreichen Spuren durch Dänemark bis Schonen. Die

Spuren der Transgression reichen durch einen Theil der Ostsee. Sie breitet sich über Polen aus, und Karpinsky, welcher deutlich den Unterschied zwischen der Verbreitung der unteren Kreide und dieser neuen Transgression erkennt, zieht ihre nördliche Grenze etwas N. von Wilna und Mohilew über Kaluga gegen Moskau, dann etwas N. von Simbirsk und Samara gegen Orenburg.[57] Die nördliche Hälfte Russlands bleibt frei; die südlichen Ausläufer des Ural sind bedeckt, doch hat Hr. Karpinsky die Güte gehabt, mir die bemerkenswerthe Thatsache mitzutheilen, dass jenseits des Ural an der nördlichen Sosswa in $62\frac{1}{2}°$ n. Br. von Hrn. Fedoroff cretacische Baculiten-Schichten entdeckt worden sind, welche petrefactenreichen Lagen, wahrscheinlich der oberen Wolgastufe, aufruhen. Die Schichtfolge ist horizontal.

Nun breitet sich das cenomane Meer über das ganze Gebiet des Kaspi und des Aral und bedeckt nach Romanowsky und Muschketow den Kysyl Kum und alle Niederungen von Turan bis an die hohen Bergketten, wohin seit der paläozoischen Zeit kein Meer gelangt zu sein scheint, denn die unteren Glieder der mesozoischen Reihe sind gar nicht oder durch kohlenführende Schichten vertreten.[58] Dann erreicht es das Becken des Tarym, an dessen südlichem Rand zu seinem Erstaunen Stoliczka die cretacische Transgression antraf.

Zugleich behauptet die mittlere und obere Kreide das ganze Gebiet des centralen Mittelmeeres und erweitert es. Sie breitet sich, zumeist als harter Kalkstein, vom südlichen Europa her über Syrien, bedeckt die ganze östliche Hälfte der Sahara und Arabien und erreicht, in das Thal des Narbada eindringend, die ostindische Halbinsel.

In den pflanzenführenden Schichten von Disko in 70° n. Br. liegen senone Einschaltungen des Meeres. An der Ostküste der Vereinigten Staaten, so auf New-Jersey, liegen mittelcretacische Schollen. Vom mexicanischen Golf her aber greift die Transgression nach Mexico bis an die Westseite der Sierra Madre, bis Chihuahua, über Presidio del Norte und den Llano Estacado von Texas, und dringt im Prairielande über Kansas, Nebraska und Dakota in das Gebiet des Saskatchewan, des Mackenzie, bis 65° n. Br. und vielleicht bis an das Eismeer.

Zugleich tritt die Cenomanstufe in das Thal des Amazonas, über die ganze Breite von Südamerika bis an die Anden und wahrscheinlich bis an den pacifischen Ocean. Man sieht sie in Piauhy, Ceará und bis Bahia. (I, S. 658.) Im Süden bildet die Kreide den Untergrund der Pampas und es sind mittelcretacische Fossilien etwa bis 53° 30′ in Patagonien bekannt. (I, S. 676.)

An der afrikanischen Westküste erscheinen untercenomane, nach einigen Beobachtern allerdings schon dem obersten Gault zuzuzählende Ablagerungen von der Nähe des Aequators bis nach Mossamedes (II, S. 157), aber an der Ostküste treten sie mit einer abweichenden Fauna auf, welche als der indische Typus bezeichnet worden ist. Mit diesen Merkmalen trifft man die Transgression an den Küsten von Natal, dann wieder an jenen von Trichinopoly, ferner auf dem Shillong-Plateau. (I, S. 530.) Das westliche Australien ist von einer mittelcretacischen Transgression bedeckt, über welche jedoch leider nur sehr spärliche Nachrichten vorliegen.

Das pacifische Gebiet ist so sehr gefaltet und eingeengt, dass es weit schwieriger ist, Transgressionen nachzuweisen. Auf Yesso und Sachalin erscheint die indische Kreide wieder, wahrscheinlich transgredirend (II, S. 226); mittlere Kreide liegt discordant und flach in den californischen Foot-Hills. (I, S. 749.)

So liegt das Meer der späteren Abtheilungen der Kreideformation auf Turan und Iran, auf Arabien und der Sahara, auf dem Prairielande Nordamerikas und auf den grossen Mulden des Amazonas und des Paraná. Es ist aber ein bestimmtes Gebiet zu erkennen, welches nicht von der Ueberfluthung erreicht worden zu sein scheint. Dieses umfasst Ost-Grönland, Spitzbergen, vielleicht Nord-Skandinavien, Nord-Russland, Sibirien und das ganze nördliche China. Man könnte meinen, es sei durch Eis die Kreideformation zerstört, aber die tertiären blattführenden Schichten sind weit und breit vorhanden und liegen in Ost-Grönland und Spitzbergen auf den Schichten des Jura oder der Wolgastufe, ohne dass die mittlere oder obere Kreide sichtbar wären, aber allerdings liegen innerhalb dieses Gebietes die Baculiten-Schichten an der Sosswa. Auch ein grosser Theil des damals schon zertheilten Gondwána-Landes ist über Wasser geblieben, denn man sieht, dass im östlichen wie im westlichen Afrika die cretacischen Bänke nur an den

Rand der Tafel gelagert sind, höchstens in das Thal des Narbada eingreifen, aber das Tafelland selbst nicht erreichen. Das westliche Australien dagegen wurde überfluthet.

Immerhin scheint nach dem heutigen Stande der Erfahrungen um den Nordpol und insbesondere gegen die asiatische Seite, namentlich gegen N. China hin, ziemlich viel Land trocken geblieben zu sein. Zur Zeit der unteren Kreide dringt die Wolgastufe von N. her, die Uitenhage-Stufe von S. her vor, beide aus polaren Gegenden. Die mittel- und obercretacische Transgression dagegen breitet sich in den äquatorialen und gemässigten Gegenden aus, und nur Ausläufer scheinen es zu sein, welche im Thale des Mackenzie, zwischen die pflanzenführenden Schichten von Disko und in die Tiefe des Meeres ausserhalb Norwegen vordringen. Ob dies auch von den Vorkommnissen an der Sosswa gilt, werden weitere Untersuchungen lehren.

Der grossen Ausbreitung der mittel- und obercretacischen Meere folgt nach dem Senon, ganz wie nach dem Portland, eine ausserordentliche Einengung. Diese negative Phase soll im Zusammenhang mit dem Eocän besprochen werden.

7. Uebersicht der mesozoischen Meere. Die Transgressionen, mögen sie von den Polen oder von den äquatorialen Gegenden aus über die Festländer der mesozoischen Zeit ausgebreitet worden sein, haben auf diesen Festländern nirgends Sedimente zurückgelassen, welche auf sehr grosse Tiefe des Meeres deuten würden. Kelloway, die untercretacischen Transgressionen, das Cenoman sind von klastischen Stoffen aufgebaut, in der Regel von zahlreichen organischen Resten begleitet und nur im Senon dürfte tieferes Meer über N. Europa vermuthet werden. Beispiele sind der russische Kelloway oder die cretacische Decke im oberen Elbthale. Das sind vorübergehende Ueberspülungen des Landes, nicht zu verwechseln mit den grossen, dauernden oceanischen Tiefen.

Unsere heutigen Landkarten zeigen die heutigen Umrisse der Meere, aber von diesen sind einzelne sehr tief, andere dagegen, wie die arktischen Meere, von ganz geringer Tiefe. Die Kenntniss von den Umrissen ist daher noch nicht die Kenntniss von der Lage der grossen Tiefen.

Es ist deutlich erkennbar, dass Triasablagerungen rings um den pacifischen Ocean in den gefalteten Ketten vertreten sind, dass im indischen Ocean die sichtbaren Theile einer Umrandung oder ausgreifender Transgression erst mit dem mittleren Jura, und dass sie im atlantischen Gebiete erst mit der mittleren Kreide beginnen. Ferner sieht man, dass im indischen und im atlantischen Ocean die Umrandung nicht gefaltet ist.

In jenem Theile der arktischen Meere, welcher die asiatischen Küsten bewässert, bis an die Ostküste von Grönland und bis an die Lofoten, aber nicht darüber hinaus, verräth sich auch eine gewisse Gemeinsamkeit der Vorkommnisse mit dem pacifischen Gebiete. Bis Spitzbergen ist auch hier die Trias vorhanden, aber in Spitzbergen ist sie nicht gefaltet. Gewisse Theile der Juraformation, dann die Wolgastufe treten in diesen Theilen der arktischen Länder auf, aber die mittlere und obere Kreide fehlen. Baffins-Bay folgt dagegen den Geschicken des atlantischen Meeres; die einzige marine Ablagerung des westlichen Grönland gehört der oberen Kreide an.

Nun verlassen wir die Ränder der Meere und werfen einen Blick auf die Schichtfolge des Silikank im Himalaya. (I, S. 562.) Wo, wie es hier der Fall ist, tausende von Fussen mächtig die mesozoischen Schichten in ununterbrochener pelagischer Entwicklung sich folgen, in diesem Beispiele sogar einer ähnlichen paläozoischen Serie aufgelagert, dort ist die Annahme unabweislich, dass sich ein tiefes und lange andauerndes Meer mitten in dem Gebiete des heutigen Festlandes befand, welches durch die Mächtigkeit der eigenen Sedimente, durch negative Bewegungen des Strandes und durch die Faltung des Gebirges sein Ende gefunden hat. Die östlichen Alpen bieten nicht minder auffallende Beispiele, und wir haben mit Neumayr ein centrales Mittelmeer anzunehmen, welches schon zur Zeit der Trias von Asien her durch das südliche Europa, zum Theile über das Gebiet des heutigen Mittelmeeres, dann über Gibraltar hinaus sich erstreckte. Dass dieses Meer auch quer über den atlantischen Ocean reichte schon bevor die cenomane Umrandung dieses Oceans begann, dafür sind Andeutungen im Jura vorhanden und noch bestimmtere Zeichen in der untercretacischen Meeresfauna von Bogota.

Durch die Erweiterung dieses im Sinne der Breitegrade sich erstreckenden centralen Mittelmeeres mag stückweise in später Zeit der atlantische Ocean entstanden sein. Noch im Weald gehen an der portugiesischen und nordspanischen Küste die Süsswasserbildungen frei gegen das Meer aus. Das Auftreten einer Anzahl von Korallen des europäischen Turon auf den westindischen Inseln setzt eine Küstenlinie oder doch eine Anzahl grösserer Inseln in der Mitte des heutigen Meeres voraus, um die Ausbreitung der Korallen zu ermöglichen (I, S. 365).

Es ist daher wahrscheinlich, dass jenes alte Meer, welches sich von Europa gegen Westindien erstreckte, schon vor der Zeit des Cenoman durch die Hinzufügung neuer Tiefen eine beträchtliche Erweiterung erfahren hat, und dass von diesem erweiterten Gebiete aus die cenomanen Transgressionen erfolgten, aber es ist zugleich ebenso wahrscheinlich, dass seither eine Ausgestaltung durch die Bildung noch weiterer Tiefen eingetreten ist.

Dieses Ineinandergreifen von Transgressionen und von tektonischen Vorgängen erschwert aber ausserordentlich den Einblick und zwingt zur Zurückhaltung. Steinmann hat in Bolivien Kreidesandstein 4000 M. hoch in horizontaler Lage getroffen und wurde zu dem Schlusse geführt, dass sich seither um diesen grossen Betrag die Oberfläche des Meeres dem Erdmittelpunkte müsse genähert haben.[59]

Wir begnügen uns vorläufig mit dem Ergebnisse, dass die heutigen Oceane von verschiedenem Alter sind, und suchen eine andere Frage auf.

In den ersten Zeilen dieses Buches wurde der südwärts sich verengende Umriss der Festländer als das auffallendste Merkmal der Erdkarte bezeichnet, und es wurde weiter (I, S. 6) gesagt, dass jeder Versuch, die Bewegungen und die Formveränderungen der Erdrinde zu verstehen, sich mit diesen grössten Merkmalen der planetarischen Oberfläche zu beschäftigen hat.

Der keilförmige Umriss tritt in vier massgebenden Fällen hervor: in Süd-Amerika, Süd-Afrika, Ostindien und Grönland, also in den verschiedensten Breiten. Man kann auch kleinere Beispiele anführen, wie die sinaitische Halbinsel, die Krim und Andere; selbst

im Innern der Festländer mag man Aehnliches finden, wie z. B. in dem Umrisse der böhmischen Masse.

Süd-Amerika, im Westen und Süden das Ende eines umschwenkenden Gebirgszuges, im Osten aus tertiärem Schwemmlande bestehend, entfernt sich gänzlich von dem Baue der anderen und bleibt ausser Betracht. Die drei anderen grossen Beispiele sind Tafeln. Grönland ist ein radialer Ausschnitt aus der Atlantis, der Tafel des alten rothen Sandsteins; Ostindien ist der entsprechende Ausschnitt aus der Gondwána-Tafel; Süd-Afrika ist ein Theil der letzteren.

Grönland zeigt an seinem östlichen Ufer die asiatisch-arktische, an seinem westlichen die atlantische Anlagerung. Es sind die Uferlinien verschiedener Meere, welche sich in Cap Farewell treffen. Die Elevationstheorie vermag dies nicht zu erklären. Grönland ist ein Horst erster Ordnung zwischen zwei oder mehreren Senkungen von verschiedenem Alter.

Ganz ebenso ragt Ostindien auf zwischen dem Golf von Bengalen und dem arabischen Meere und Süd-Afrika zwischen den beiden Oceanen; in diesen Fällen ist die Verbreitung der Gondwána-Bildungen und das Aufragen der mächtigen pflanzenführenden Bänke, welche in Afrika frei gegen das Meer ausblicken, Beweis genug für den Abbruch. Die Anlagerungen aber deuten das Alter der verschiedenen Küstenlinien an. (I, S. 535.) Die Elevationstheorie vermag nicht zu erklären, wie eine Tafel von pflanzenführenden Schichten wie diese, welche nie von Meeresablagerungen bedeckt worden ist, aus der Tiefe des Meeres soll hervorgehoben worden sein.

Ebenso sind die sinaitische Halbinsel, die Krim und die böhmische Masse gegen Süden durch das Zusammentreffen von Senkungsrändern begrenzt.

Je mehr wir uns einer genaueren Erkenntniss der Sachlage nähern, um so weiter entfernen wir uns von jenen Voraussetzungen, von welchen aus man sich gewöhnt hat, die wiederholte Ueberfluthung und Trockenlegung der Festländer zu erklären.

Anmerkungen zu Abschnitt VI: Mesozoische Meere.

1 Fr. Teller, Die Pelecypoden-Fauna von Werchojansk in Ost-Sibirien; in Edm. Mojsisovics v. Mojsvár, Arktische Triasfaunen; Mém. Acad. Pétersb. 1886, XXXIII, N° 6, S. 103 u. folg.

2 C. L. Griesbach, Field Notes: N° 5 to the accompany a Geol. Sketch Map of Afghanistán and N. E. Khorassan; Records geol. Surv. Ind. 1887, XX, p. 97 u. folg.

3 M. Neumayr, Die geograph. Verbreitung der Juraformation; Denkschr. Akad. Wien 1885, L, S. 57—86, Karten.

4 E. W. Benecke, Ueber die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg; Abh. z. geol. Specialkarte v. Els.-Lothr., 1877, I, Heft 4.

5 F. Freih. v. Richthofen, Geogn. Beschreibung v. Predazzo, St. Cassian und der Seisser-Alpe; 4°, Gotha, 1860; C. W. Gümbel, Das Mendel- und Schlerngebirge; Sitzungsber. Akad. München, 1873, S. 71 u. folg.; Edm. Mojsisovics v. Mojsvár, Die Dolomitriffe von Süd-Tyrol und Venetien; 8°, Wien, 1879.

6 K. F. Peters, Ueber Foraminiferen im Dachsteinkalk; Jahrb. geol. Reichsanst. 1863, XIII, S. 293—298.

7 Gümbel hat dies immer behauptet; die dolomitischen Einschaltungen im Potsdam Sandstone, der Waterlime des nordamerikanischen Ober-Silur, die dolomitischen Bänke des russischen Ober-Devon, jene, welche den Zechstein in England vertreten, und jene im deutschen Keuper, alle mehr oder minder Randbildungen, sind eben so viele Beispiele unmittelbaren Absatzes von Dolomit.

8 A. Rothpletz, Geol.-pal. Monographie der Vilser Alpen; Paläontograph. 1886, XXXIII, S. 66, Taf. XV, Fig. 17. Bischof hat gezeigt, welche gewichtigen Gründe dafür sprechen, dass kohlensaurer Kalk ohne Einwirkung von Organismen nicht aus dem Meere abgeschieden wird; Loretz hat in Dünnschliffen Foraminiferen in ähnlicher Weise von strahlenförmig gebauten Zonen umgeben gefunden; Zeitschr. d. geol. Ges. 1878, XXX, S. 412, Taf. XVIII, Fig. 11.

9 E. Suess und Edm. v. Mojsisovics, Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in d. östl. Alpen; II. Die Gebirgsgruppe des Osterhornes; Jahrb. geol. Reichsanst. 1868, XVIII, S. 167—200.

10 Diese Suturen sieht man in geschliffenen Stücken des oberen Jura und der unteren Kreide an oberitalienischen Bauten, doch trennen sie dort, so weit ich sah, nur gleichartige Bänke. — Am Osterhorn liegt eine Bank (die 22. der Liste in Jahrb. geol. Reichsanst. 1868, S. 172), welche unten aus einer rehbraunen, oben aus einer grauen Lage besteht. Die untere *(a)* enthält viele organische Reste, auch Korallen, und die obere graue Lage *(b)* dringt

ziemlich tief in die cylindrischen Hohlräume dieser Korallen von oben her ein. Eine Analyse, welche Dr. C. Natterer auszuführen die Güte hatte, zeigt:

	(a)	(b)
Feuchtigkeit	0.04 . . .	0.05
In Salzsäure unlöslich	0.26 . . .	1.64
Eisen, Spuren von Phosphorsäure	0.13 . . .	0.30
$Ca\ Co_3$. . .	55.76 . . .	55.10
$Mg\ Co_3$. . .	44.13 . . .	42.76
	100.32 . . .	99.85

Beide so verschiedenartig aussehende Lagen sind daher wahre Dolomite und nur durch den Gehalt an Thon und Eisen etwas verschieden.

[11] L. v. Ammon, Die Gastropoden des Hauptdolomites und des Plattenkalkes der Alpen; Abhandl. zool.-min. Ver. Regensburg, 1878, XI, S. 46—55.

[12] H. Zugmayer, Ueb. bonebedartige Vorkommnisse im Dachsteinkalke des Piestingthales; Jahrb. geol. Reichsanst. 1875, XXV, S. 79—88.

[13] U. Schlönbach, Verh. geol. Reichsanst. 1867, S. 211; A. Stoppani, Essai sur les condit. générales des Couches à *Avicula contorta;* 4°, Milano, 1861 und Suppl. 1863; Lepsius beschreibt eine Cyrena aus der schwäbischen Facies der Südalpen, was auf süsses oder gemischtes Wasser deutet; dess.: Das westl. Süd-Tyrol, 4°, Berlin, 1878, S. 360; die Schichtfolge ebendas. S. 102.

[14] Ihr Vorkommen bei Taormina in Sicilien wird in neuerer Zeit bestritten.

[15] E. Hébert, Les Mers anciennes et leurs rivages dans le bassin de Paris; 8°, Paris, 1857; J. Martin, Zone à *Avic. contorta* ou Étage Rhaetien; 8°, Paris, 1865; insb. p. 175.

[16] Favre, Mém. sur les terr. liasique et Keuperien de la Savoie; Mém. de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Génève, 1859, XV, a, p. 112 und 181.

[17] Thom. Wright, Monogr. of the Lias Ammonites; Palaeontogr. Soc. 1878, p. 5 u. folg.; E. Wilson, The Rhaetics of Nottinghamshire; Quart. Journ. geol. Soc. 1882, XXXVII, p. 451—456. Bereits im J. 1860 hat Hr. Ch. Moore in Ilminster die Güte gehabt, mir sämmtliche rhätischen Originale seiner Sammlung zuzusenden, und haben Hr. Th. Davidson in Brighton und Hr. Th. Wright in Cheltenham mich mit vielen Belehrungen über diesen Gegenstand erfreut. Eine Reise nach England vervollständigte meine Bekanntschaft mit den dortigen Vorkommnissen. Der Zweck war eine Uebersicht des rhätischen Meeres. Der vertiefte Einblick in die Sachlage erweiterte zugleich die Aufgabe, aber alle meine lieben Freunde Davidson, Moore und Wright deckt, so wie Escher und Oppel, schon lange das Grab, während ich die endlichen Ergebnisse hier mittheile. — *Discina Cellensis* von der Bürger-Alpe, Mariazell, und *Disc. Townshendi Forbes* von Frome bei Bristol sind identisch. Oppel sandte mir sie auch von Reit im Winkel.

[18] C. D. Walcott, The Utica Slates and related formations; Trans. Albany Instit. 1879, X, 38 pp., Taf.

[19] J. Klvaňa, Ueb. die Silur-Schichten der beiden Moldau-Ufer S. von Prag; Verh. geol. Reichsanst. 1883, S. 37—43. F. Katzer hat seither diese Gesteine untersucht und wegen des Mangels an Tentaculiten in diesen Zwischenschichten diese Ansicht nicht bestätigt, aber in Bezug auf die Thatsache, dass in wiederholten Unterbrechungen der Thon erschienen ist, stimmen die Angaben überein; dess.: Ueber schiefrige Einlagen in den Kalken der Barrande'schen Etage Gg_1; Sitzungsber. böhm. Ges. Wiss. 1886, S. 466—472.

[20] R. v. Drasche, Luzon, S. 39 und 43; dasselbe tritt auf Cebú ein; Abella, Isla de Cebú, p. 127.

[21] M. Neumayr, Die geograph. Verbreitung der Juraformation; Denkschr. Akad. Wien, 1885, L, S. 57—142, Karten.

[22] J. W. Judd, The Secondary Rocks of Scotland; Quart. Journ. geol. Soc. 1873, XXIX, p. 97—197, und 1878, XXXIV, p. 660—741, Karten; für den Westen auch J. Bryce, On the Jurass. Rocks of Skye and Raasay; ebendas. 1873, XXIX, p. 317—351.

23 B. Lundgren, Undersökn. öfver Molluskfaunan i Sveriges äldre Mesoz. Bildningar; Lund's Univ.-Årsskr. XVII, 4°, Lund, 1881. Dieselben Horizonte, welche in Schottland und Schonen die grösste Ausdehnung zeigen, scheinen es auch zu sein, welche, in Spalten des Plattenkalkes eingefüllt, in den Alpen getroffen werden. *Oxyn. oxynotus* ist ein häufiges Fossil in N. Schottland; vgl. Geyer, Ueb. die lias. Cephalop. d. Hierlatz bei Hallstatt; Abh. geol. Reichsanst. XII, N° 4, 1886, S. 213 u. folg.; ders.: Ueb. die Lagerungsverh. der Hierlatzschichten; Jahrb. geol. Reichsanst. XXXVI, 1886, S. 216—294; Fr. Wähner, Zur heterop. Differenzirung des alp. Lias; ebendas. Verh. 1886, u. a. and. Ort. Die von Wright aus dem SO. England beschriebenen Spalten sind von verschiedenem Alter, so wie die tertiären Spalten *m*, *m* Fig. 34, I, S. 334.

24 Nach dem Kelloway vermuthete damals Hébert Rückzug des Meeres, d. i. negative Bewegung, aber dies rührt wohl hauptsächlich daher, dass die uhrglasförmig ineinander gelagerten Schichten in Folge der allgemeinen Denudation des Landes in concentrischen Zonen auftreten, welche früher für Zeichen geringerer Ausdehnung des Meeres gehalten wurden. Edm. Hébert, Les Mers anciennes et leurs rivages dans le Bassin de Paris; 8°, Paris, 1857. An der Sarthe wurden die grauen Kalke Venetiens aufgefunden; G. Boehm, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1887, XXXIX, S. 205—211.

25 Eug. Eudes-Deslongchamps, Études sur les Étages Jurass. infér. de la Normandie; Mém. Soc. Linn. Norm. 1865, XIV, p. 1—296, insb. p. 279 u. folg.

26 J. W. Judd, The Geol. of Rutland; Mem. Geol. Surv. Engl. and Wales, 8°, 1875, p. 33 u. folg.; A. C. Ramsay, The phys. Geol. and Geogr. of Gr. Britain, 5. ed., 8°, 1878, p. 194.

27 Grewingk, Das Bohrloch von Purmallen bei Memel; Vortrag, gehalten in der 105. Sitzung der Naturf. Ges. zu Dorpat; 8°, 1878.

28 V. Uhlig, Die Jurabildungen in der Umgeb. v. Brünn; Beitr. z. Paläontol. Oest.-Ungarns und des Orients, herausg. von E. v. Mojsisovics und M. Neumayr, 4°, 1882, I, S. 130. Dies sind die ‚Zeitlarner Schichten' der Gegend von Ortenburg, zugleich das Aequivalent der Oolithe von Balin bei Krakau.

29 S. Nikitin, Ueb. die Beziehungen zwisch. d. russischen und d. westeurop. Juraformation; Neu. Jahrb. f. Min. 1886, II, S. 205—245; Neumayr, ebendas. 1887, I, S. 70—88.

30 Nikitin, Die Cephalopodenfauna der Jurabildungen des Gouv. Kostroma; Verh. Min. Ges. St. Petersb. 1884, S. 74, und Allg. geol. Karte v. Russland, Bl. 71; Mém. du Comité géol. II, N° 1, 1885, p. 200.

31 Diener, Libanon, S. 25; F. Noetling, Der Jura am Hermon; 4°, Stuttg., 1887.

32 Aubry, Observ. géol. sur les Pays Danakils, Somalis, le Royaume du Choa et les Pays Gallas; Bull. soc. géol. 1886, 3. sér., XIV, p. 201—222, geol. Karte; H. Douvillé, Examen des Fossiles rapp. du Choa par M. Aubry; ebendas. p. 223—241.

33 W. Waagen, Jurassic fauna of Kutch; I, The Cephalopoda; Mem. geol. Surv. Ind. Ser. IX, 1, 1873, p. 225.

34 A. Pavlow, Note sur l'histoire de la Faune Kimméridienne de la Russie; Univ. de Moscou, 8°, 1886, 16 pp.; dess.: Les Ammonites de la Zone à Aspidoc. acanthicum; Mém. Com. géol. St. Pétersb., II, N° 3, 1886.

35 R. Godwin-Austen, Adress to the geol. Section; Rep. Brit. Assoc. Brighton, 1872, p. 90—96.

36 Eine Ausnahme macht höchstens der Mont Salvens, eine Vorkette der Freiburger Alpen, wo Blöcke im Unter-Neocom und Abspülung der oberjurassischen Kalkbänke als Zeichen einer Unterbrechung angeführt werden; V. Gilliéron, Aperçu géol. sur les Alpes de Fribourg; Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, XII, 1873, p. 108 u. folg.

37 J. W. Judd, On the Punfield Formation; Quart. Journ. geol. Soc. 1871, XXVII, p. 207—227; C. J. A. Meyer, On the Wealden as a fluvio-lacustrine formation; ebendas. 1872, XXVIII, p. 243—255, und ebendas. XXIX, 1873, p. 70—76; W. Topley, The Geol. of the Weald; Mem. Geol. Surv. 1875, 8°; H. Credner, Ueb. die Gliederung der ob. Juraform. und der Wealdenbildung im NW. Deutschland; 8°, Prag, 1863 u. a. and. Ort.;

C. Struckmann, Die Wealdenbildungen d. Umgeg. v. Hannover; Hannover, 1880; ders.: Ueb. d. Parallelismus der hannov. und d. engl. oberen Jurabildungen; Neu. Jahrb. f. Min. 1881, S. 77—102; ders.: Die Portland-Bildungen d. Umgeg. v. Hannover; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1887, XXXIX, S. 32—67, u. a. and. Ort.; P. de Loriol et E. Pellat, Monogr. pal. et géol. de l'Etage Portlandien des env. de Boulogne s. Mer; Mém. Soc. de phys. et d'hist. nat., Génève, 1866, XIX, insb. p. 136 u. folg.; P. de Loriol et G. Cotteau, Monogr. pal. et géol. de l'Et. Portl. du Dép. de l'Yonne; Bull. Soc. Sc. hist. et nat. de l'Yonne, 1868, 2. sér., I, insb. p. 241 u. folg.; Edm. Pellat, Émersion du Sud et de l'Est du bassin parisien à la fin de la période jurass. etc.; Bull. soc. geol. 1875/76, 3. sér., IV, p. 364—369; ders.: Le terr. jurass. moy. et sup. du Bas-Boulonnais; ebendas. 1879/80, 3. sér., VIII, p. 647—699; Loriol et A. Jaccard, Étude géol. et pal. de la formation d'eau douce infracrét. du Jura et en partic. de Villers-le-Lac; Mém. Soc. phys. hist. nat. Génève, 1865, XVIII; G. Maillard, Invertebrés du Purbeckien du Jura; Mém. Soc. Paléont. Suisse, 1884, XI, 156 pp., Karte, Suppl. in 1885, XII; H. Coquand, Descript. phys. géol. etc. du Dép. de la Charente; 8°, Bésançon, I, 1858.

38 A. v. Alth, Die Versteinerungen des Nizniower Kalksteins; Beitr. z. Paläontol. Oest.-Ungarns und d. Orients, herausg. v. Mojsisovics und Neumayr, 1882, I, S. 330.

39 Sehr genaue Betrachtung lässt allerdings zuweilen den Rand der Gypsmulde bald durch die Corrosion der Oberfläche als Portland, bald als eine dünne Thonlage oder sonstwie erkennen, z. B. Blake, Quart. Journ. geol. Soc. 1880, XXXVI, p. 221; Andrews, ebendas. 1881, XXXVII, p. 249, auch Girardot, Bull. soc. géol. 1884/85, 3. sér., XIII, p. 755. Vielleicht ist das sogenannte Portlandien moyen von Boulogne hieherzustellen.

40 Hébert hat sich um die Feststellung dieser Thatsache grosse Verdienste erworben; eine Darstellung der Verhältnisse in Frankreich gibt Lapparent, Traité de Géol., 2. Aufl., p. 1034 u. folg. — Dass auch das Gault-Meer in England immer tiefer wird, schliessen aus der Beschaffenheit der Ablagerungen Price, Proc. geol. Assoc. 1875, IV, p. 269—278; Gardner, Geol. Mag. 1877, 2. sér., IV, p. 377 u. And.

41 Dupont, Bull. Ac. Brux. 1878, 2. sér., XLVI, p. 387.

42 Auch in Deutschland kommen einzelne Süsswasserconchylien in höheren Meeresablagerungen vor; G. Boehm, Beitr. z. geognost. Kenntniss der Hilsmulde; Zeitschr. d. geol. Ges., Inaug.-Dissert. Berlin, 1877, S. 10.

43 Diese wichtige Folgerung zogen auch Beyrich, Zeitschr. d. geol. Ges. 1880, XXXII, S. 663, und Neumayr, Verh. geol. Reichsanst. 1880, S. 290.

44 H. Hermite, Études géol. s. les Iles Baléares; 8°, Paris, 1879, p. 138; Coquand, Sur l'existence des étages corallien etc. dans la province de Castellon de la Plana; Bull. soc. géol. 1867, 2. sér., XXIV, p. 462—471; C. W. Gümbel, Die geognost. Verhältn. des Ulmer Cementmergels; Sitzungsber. Akad. München, 1871, I, S. 38—72.

45 E. de Verneuil et G. de Lorière, Descr. des Foss. du Néoc. sup. de Utrillas; 4°, Paris, 1868; die Uebereinstimmung betont Judd, Quart. Journ. geol. Soc. 1871, XXVII, p. 224.

46 P. Palacios y Raf. Sanchez, La Formacion Wealdense en las Prov. de Sorio y Logroño; Bol. Com. Map. geol. 1885, XII, p. 109—140; S. Calderon, Note sur le terr. wealdien du N. de l'Espagne; Bull. soc. géol. 1886, 3. sér., XIV, p. 405—407.

47 L. Carez, Étude des Terr. Crétacés et Tertiaires du N. de l'Espagne, 8°, Paris, 1881, p. 147 u. folg.

48 D. Sharpe, On the Secondary Distr. of Portugal, which lies on the N. of the Tagus; Quart. Journ. geol. Soc. 1850, VI, p. 134—201 (Subcretaceous Series); Ribeiro e Delgado, Carta geol. de Portugal; fol., 1876; Saemann in Loriol el Pellat, Et. portl. de Boulogne, p. 184; C. Ribeiro, Breve noticia ac. da constituiç. phys. e geol. da parte de Portugal compr. entre os valles do Tejo e do Douro; Jorn. de Scienc. math. phys. e nat. Lisboa, 1870, II, p. 243—252, und 353—369; insb. p. 249.

49 Choffat in Actes Soc. helv. réunie à Locle 1885; 8°, Neufchat., 1886, p. 63.

50 A. Mihalski, Note s. l. couches à Perisph. virgatus de la Pologne; Bull. Com. géol. St.-Pétersb., 1886, V, S. 363—456.

51 J. Lahusen, Die Inoceramen-Schichten an dem Olenek und der Lena; Mém. Acad. St.-Pétersb. 1868, XXXIII, N° 7; so soll auch *Amalth. Nathorsti* Lundgr. von Spitzbergen in der oberen Wolgastufe an der Bureja vorkommen.

52 C. A. White, On the Mesoz. and Cenoz. Paleontol. of California; Bull. U. S. Geol. Surv. N° 15, 1885, p. 22 u. folg.

53 M. Neumayr und V. Uhlig, Ueb. Ammonitiden aus d. Hilsbildungen N. Deutschlands; Paläontogr. 1881, XXVII, S. 74; O. Weerth, Die Fauna des Neocomsandsteins im Teutoburger Walde; Paläont. Abh., herausg. v. Dames und Kayser, 1884, II; Marie Pawlow, Les Ammonites du Groupe Olcostaph. versicolor; Bull. soc. Nat. Moscou, 1886, LXII, p. 27—43. Schon viel früher hatte Neumayr die nordische Transgression nicht nur aus den Meeresfaunen, sondern auch aus Sandberger's Angabe gefolgert, dass im oberen Weald an die Stelle der tropischen Binnenfauna eine solche von nordamerikanischem Charakter tritt; Verh. geol. Reichsanst. 1873, S. 290.

54 V. Uhlig, Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten; Denkschr. Akad. Wien 1883, XLVI, S. 158.

55 Nikitin, a. ang. O. S. 239; Neumayr an mehr. Ort., insb. auch Erdgeschichte II, 1887, S. 366, u. Neu. Jahrb. f. Min. 1887, II, S. 279.

56 Entstehung d. Alpen, S. 104—117.

57 Karpinsky, Skizze d. phys.-geogr. Verhältn. u. s. w. Fig. 9.

58 G. Romanowski, Materialien zur Geol. v. Turkestan; deutsche Ausg., 4°, St. Petersb., 1880, S. 43.

59 Steinmann, Compte-rendu; 69. Sess. de la Soc. Helvét.; Archives des Sc. phys. et nat. Génève, 1886, p. 93.

SIEBENTER ABSCHNITT.

Tertiäre Meere und junge Kalksteinbildungen.

Negative Phase am Schlusse der Kreideformation. — Das centrale Mittelmeer zur Tertiärzeit. — Die Ostküste Nordamerikas. — Das patagonische Tertiärland. — Junge Kalksteinbildungen. — Uebersicht.

1. Negative Phase am Schlusse der Kreideformation. Gegen den Schluss der Kreideformation treten Vorgänge ein, die jenen gleichen, welche die letzten Abschnitte der Juraformation bezeichnen. Das Meer wird eingeengt. Das Prairieland Nord-Amerikas von Canada herab bis nach Texas und Alabama wird trocken gelegt, und die aus einem Wechsel von brackischen und Süsswasserbänken bestehende Laramiestufe entspricht dieser Zeit des rückschreitenden Strandes. Die Säugethierfauna der Tertiärzeit tritt in dieser Stufe noch nicht auf, sondern grosse Reptilien bilden die hervorragendsten Vertreter der Landfauna, wie in der Kreideformation. Zugleich wird das Becken des Amazonas vom Meere verlassen; die brackischen Ablagerungen von Pebas sind die einzigen bisher bekannt gewordenen Spuren eines nachcretacischen Einflusses des Meeres; sie fallen der Eocän- oder Oligocänzeit zu. (I, S. 660.) Gleichzeitig weicht auch in England von Norden her der Strand weit zurück; die mitteleuropäischen Horste werden vom Meere entblösst; in Russland tritt das Ufer gegen Süden zurück. Weit und breit erscheint junges trockenes Land.

Als gegen den Schluss der Juraformation die negative Phase ihr höchstes Maass erreicht hatte, behauptete sich das Meer in dem centralen Mittelmeere, d. i. im Wesentlichen auf dem Gebiete der

jüngeren Faltenzüge des westlichen Eurasien, aber bis in die Nähe dieses Gebietes, bis in das Juragebirge, breiteten sich erst Gypsablagerungen aus, und dann folgte ein Wechsel von Süsswasser- und Meeresschichten, welche noch das jurassische Gepräge trugen.

Aehnliches erkennt man gegen das Ende der Kreideformation.

Von Spanien her durch Südfrankreich und insbesondere in der Provence liegen über cretacischen Meeresablagerungen Süsswasserbänke und über diesen in gewissen Gegenden noch eine Schichtfolge mit Meeresmuscheln von cretacischem Typus. Dies ist Leymerie's garumnische Stufe. Sie nimmt dieselbe Stellung zur Kreideformation ein, wie die Purbeckstufe zum Jura.

Die garumnische Stufe ist von Vidal in Catalonien, von Mallada in Huesca, von Leymerie, Matheron und Anderen im südlichen Frankreich untersucht worden.[1]

So wie im Juragebirge trotz der Faltung der Sedimente die Umrisse der einzelnen lacustren Ablagerungsgebiete an der Grenze von Jura und Kreide sich ermitteln liessen, so ist auch hier, trotz der seither eingetretenen Faltungen und sonstigen Dislocationen, eine Reihe von Anhaltspunkten für die Feststellung des Zustandes der Dinge während dieser gleichfalls negativen Phase an der Grenze von Kreide und Tertiär durch den Eifer der Beobachter bereits gewonnen.

Das tiefste Glied hat, wie im Juragebirge, die geringste Verbreitung. Es sind die kohlenführenden Süsswasserschichten von Fuveau. Sie liegen auf oberer Kreide, welche bereits manche brackische Merkmale angenommen hat. Sie treten nur in der Umgebung von Marseille auf und erstrecken sich von dieser Stadt gegen West bis Martigues am Étang de Berre und beiläufig ebensoweit gegen Nord und Ost. Sie sind vielleicht an einer Flussmündung gebildet.

Hierauf folgen die Süsswasserkalke von Rognac, durch *Lychnus* und andere Süsswassergattungen ausgezeichnet, welche nicht in höhere Schichten fortsetzen; die Fauna muss noch als eine ganz cretacische Süsswasserfauna bezeichnet werden; auch die cretacischen Landreptilien sind noch vorhanden. Auf weite Strecken beginnt diese Abtheilung mit einer Lage von Bauxit (Thonerdehydrat). Sie erstreckt sich vom Var über Bouches-du-Rhône,

Vaucluse, Gard, Herault und Aude und tritt in Ariège in immer engere Verbindung mit dem obersten Theile der marinen Kreideformation, welche durch die Haute Garonne mehr und mehr die Süsswasser-Einschaltung verdrängt.[2] Sie wiederholt sich im nördlichen Spanien.

Das dritte Glied besteht im Osten aus rothen Thonlagen und Sandstein und vielen Geröllen; gegen West, schon am Rhône, schwillt die Mächtigkeit der rothen Thone an und diese breiten sich, als die ‚*Argiles rutilantes*' durch ihre grelle Färbung aus der Landschaft hervortretend, über Herault und Aude aus und erscheinen mit denselben Merkmalen und in beträchtlicher Mächtigkeit jenseits der Pyrenäen wieder. Sie sind sehr arm an organischen Resten. In der Provence werden aus den höheren Theilen derselben Arten von *Physa, Lymnaeus, Planorbis*, also von Land- und Sumpfschnecken erwähnt, deren Gattungen heute noch leben, und welche sich in den nächstfolgenden Schichten wiederholen. Alle cretacischen Typen sind verschwunden, darunter auch die Gattung *Pyrgulifera*, welche sich doch bis heute im Tanganyika erhalten hat. Ueber den Thonen folgt Süsswasserkalk mit *Physa*, dann das eocäne Meer.

Die rothen Thone sind es also, welche die Grenze der Faunen bezeichnen. Mit ihrem Beginne war die reiche cretacische Fauna von Rognac verschwunden, und fortan herrschen die jüngeren Gestalten. Matheron hat dies ausdrücklich hervorgehoben, und Roule hat in einer trefflichen Beschreibung der Vorkommnisse der Provence die Grenze zwischen Kreide- und Tertiärformation an den Beginn dieser Thone gestellt.[3]

Dieselbe Unterbrechung der marinen Serie zwischen Kreide und Eocän wiederholt sich im Norden und Osten des adriatischen Meeres. Stache's Untersuchungen lehren, dass von Krain her, durch Istrien, die Inseln des Quarnero und einen grossen Theil von Dalmatien eine mannigfaltige Gruppe von Einschaltungen in diesem Horizonte sichtbar wird, welche bald brackischen Ursprunges, bald von süssem Wasser gebildet sind. Bei Sebenico sieht man sogar eine erodirte Oberfläche des cretacischen Kalksteins als Unterlage des Süsswasserkalkes. Auch vortertiäre Rotherde nimmt theil an diesen Bildungen. Die ganze Gruppe von Vorkommnissen wurde von Stache

als die liburnische Stufe bezeichnet und ihr tieferer Theil der garumnischen Stufe gleichgestellt.[4]

So ist am Schlusse der cretacischen Epoche das Meer wieder ausserordentlich eingeengt. Wir erreichen die erste Hauptstufe der tertiären Meeresablagerungen. Mit der Annäherung an den heutigen Zustand der Dinge mehrt sich die Summe der vorliegenden Erfahrungen, es tritt aber zugleich immer deutlicher die kaum zu beherrschende Mannigfaltigkeit der Vorgänge vor das Auge, und die Darstellung wird darum schwieriger, weil sie mehr und mehr gedrängt werden muss. Um dennoch auf wenigen Seiten dem Gegenstande einigermassen gerecht zu werden, bin ich genöthigt, auf die Anführung der Quellen, welchen diese Erfahrungen entnommen sind, beinahe vollständig zu verzichten, und es sollen jetzt die tertiären und jüngeren Meeresablagerungen nur in drei Gebieten besprochen werden.

Das erste Gebiet ist jenes, welches bisher als das centrale Mittelmeer bezeichnet worden ist; das zweite ist der westatlantische Küstenstrich von 43° n. Br. bis zum Thale des Orinoco; das dritte bilden die patagonischen Niederungen vom Paraná zum Feuerlande.

In Bezug auf Australien, namentlich das Bunda-Plateau und das Fehlen von Tertiärablagerungen an der Ostküste berufe ich mich auf das bereits (II, S. 192, 203) Angeführte. Die Tertiärablagerungen der pacifischen Küsten sind leider noch wenig bekannt. Die Téjon-Gruppe Californiens, welche in neuester Zeit dem Eocän zugerechnet wird, führt Ammoniten und weicht von der europäischen Entwicklung so wie von der ostamerikanischen ab. Aehnliches gilt von den von einigen Autoren zur Kreide, von anderen zum Tertiär gerechneten Ablagerungen der Insel Quiriquina in Chile.[5] Gefaltete Tertiärschichten erscheinen in den californischen Küstenketten, aber ihr genaues Alter ist noch nicht festgestellt.

2. Das centrale Mittelmeer zur Tertiärzeit. Unter dem Gebiete des centralen Mittelmeeres verstehen wir nach Neumayr's Aufstellung eine breite Zone, welche die betische Cordillere, das ganze Alpensystem und den grössten Theil der asiatischen Hochgebirge umfasst, und welche seit der Triasformation durch die ununterbrochene marine Entwicklung der Sedimente ausgezeichnet ist. Als gegen den Schluss der Juraformation eine negative Phase

in einem beträchtlichen Theile Europas eintrat und die Purbeck- und Weald-Bildungen abgelagert wurden, ist in diesem Gebiete die Meeresbedeckung nicht aufgehoben worden. Dasselbe wiederholt sich in der negativen Phase an der Grenze von Kreide und Tertiär. Hier liegen auf cretacischen Meeresbildungen tertiäre Meeresbildungen, und beide sind später gefaltet worden. Aber nicht nur im gefalteten Hochgebirge ist dies der Fall; Zittel zeigt ausführlich, wie in der libyschen Wüste eocäne Meeresablagerungen knapp auf der marinen Kreideformation liegen.[6] Die garumnische Stufe in Spanien und Südfrankreich, sowie die liburnische Stufe an der Adria sind Erscheinungen des Randes dieses allerdings wesentlich eingeengten Meeres gewesen.

Von dem tiefsten Stande, zu welchem der Strand damals gelangt war, steigt er nun wieder auf; unter vielfachen Oscillationen erstreckt sich das eocäne Meer über die Niederung von Paris und einen Theil von Belgien bis in das SO. England. Fremdartige Faunen erscheinen und verschwinden, wie jene der Sande von Bracheux und des Kalksteins von Mons, bis endlich die typischen Ablagerungen des französischen Eocän, die Sables inférieurs und der Grobkalk von Paris, zur Ablagerung gelangen. Deutlich kann man nun sehen, wie auch von der atlantischen Seite her an der unteren Loire das eocäne Meer eingreift. Zugleich breiten sich seine Sedimente von den Karpathen und der Krim her über einen beträchtlichen Theil des südlichen Russland aus.

Von der betischen Cordillere erstreckt sich das eocäne Meer nach N. Afrika; es umfasst einen grossen Theil der östlichen Sahara, dann Syrien, Arabien und Iran. Aus den Hochgebirgen Indiens greift es über Kachh und Guzerat, ferner über das Plateau von Shillong.

Zugleich liegen seine Sedimente allenthalben in den gefalteten Gebirgen, von Westen her durch die Alpen und Karpathen, den Apennin, durch die Krim und bis in den Himalaya, zwischen dessen inneren Ketten auf 300 Kilom. ein Zug alttertiärer Meeresablagerungen bekannt ist, welcher oberhalb Leh sich zu 21.000 Fuss erhebt. (I, S. 564.) Die weitere Fortsetzung im tibetanischen Hochgebirge ist nicht bekannt, doch treten eocäne Ablagerungen auf Luzon wieder hervor. Vom Plateau von Shillong erstrecken sie

sich in die burmanischen Falten. Die älteren tertiären Ablagerungen des malayischen Bogens über Sumatra bis Borneo sind ebenfalls marinen Ursprunges; über ihr näheres Alter herrscht noch Meinungsverschiedenheit. Auch von Madagascar werden eocäne Spuren angeführt; die Bestätigung dieser Angaben ist noch nicht erfolgt.

Trotz aller Lücken in den Beobachtungen vermag man zu kennen, dass Sedimente des eocänen Meeres sich über den Süden Eurasiens in gefalteten Zügen erstrecken, und dass ausserhalb dieser gefalteten Züge flachgelagerte Vorlagen vorhanden sind, im Norden bis England und über das südliche Russland, und ebenso im Süden von der Sahara über Arabien, Kachh, Guzerat und an dem Brahmaputra. Die Breite reicht, wenn auch von Inseln unterbrochen, von London bis Chartum und von Kiew bis in das indische Meer.

Trotz dieser Ausweitungen sieht man die Spuren des Meeres nirgends über die cretacischen Ablagerungen hinaustreten. In Europa ist sein Verbreitungsbezirk enger als jener der Kreide; im ganzen Süden von der Sahara bis Guzerat enden seine Sedimente als Glint oder wie in Arabien als Steilküste, in Shillong als Flexur, überall der Kreide normal und concordant aufgelagert, und man kennt nicht die südlichen Ufer.

Wo uns genauere Beobachtungen zur Verfügung stehen, nämlich im westlichen Europa, wird wieder eine negative Phase erkennbar. Das SO. England wird trocken und die Hampstead Series wird von Süsswasser abgelagert. Das Thal der Seine wird entblösst und der Gyps des Montmartre abgeschieden; bis in die Provence und bis in die Nähe von Mühlhausen im Elsass erstrecken sich Gypsvorkommnisse dieser Zeit. Ueber das nördliche Deutschland, welches nicht vom Meere bedeckt war, breitet sich eine weite Braunkohlenbildung aus. Diese negative Phase bezeichnet die Grenze zwischen Eocän und Oligocän.

Abermals tritt positive Bewegung des Strandes in Europa ein und die oligocäne Meeresbedeckung. Die durch eine reiche Meeresfauna, insbesondere durch zahlreiche Korallen ausgezeichneten Ablagerungen von Castel Gomberto in den Süd-Alpen kennt man an vielen Orten, bis nach Suez und nach Armenien. Sie

erstrecken sich in das südliche Frankreich, überlagern die Süsswasserbildungen und Gypse der negativen Zwischenzeit, erscheinen bei Bordeaux, dann bei Rennes, dann als ‚Sande von Fontainebleau' in der Niederung von Paris, greifen dort gegen Süd etwas über den Verbreitungsbezirk des marinen Eocän hinaus, sind in England nur durch brackische Bildungen vertreten und erscheinen endlich als der ‚Meeressand von Weinheim' im Rheinthale bei Mainz und noch weiter oberhalb dieser Stadt. Der Meeressand ist überlagert von blauem Thon, dem Septarienthon oder Dumonts Rupel-Thon. Es besteht Meinungsverschiedenheit darüber, ob der Meeressand von Norden oder von Süden her in das Rheinthal getreten sei, aber die nordische Herkunft des auflagernden Septarienthones steht ausser Zweifel.[7] Die Korallen von Castel Gomberto sind bei Bordeaux (Gaas) selten, im Pariser Becken und bei Mainz sind sie so gut wie verschwunden, aber die Conchylienfauna entspricht noch immer etwa einem wärmeren gemässigten Klima. Im Thone treten dagegen Arten von borealem Typus hervor, und dieser marine Thon breitet sich weit über Norddeutschland aus, über Berlin bis Stettin und Königsberg; es ist derselbe, dessen Verbreitung über die russische Ebene und an der Ostseite des Ural bis 58° n. Br. nach Karpinsky's Angaben bereits erwähnt worden ist. (I, S. 411.) Um diese Zeit tritt also vom Norden her das Meer über das Gebiet des Obi, dann südlich vom Ural nach Europa und breitet sich über Deutschland bis Belgien aus.

Auf diesem Wege gelangt man zu dem Ergebnisse, dass auf dem russischen Flachlande Transgression des Meeres eingetreten ist vom Süden her im Kelloway, vom Norden her zur Zeit der Wolgastufe, vom Süden her im Cenoman und vom Norden her im Oligocän.

Abermals weicht der Strand zurück. Die aquitanischen Braunkohlenflötze und die untere Süsswasser-Molasse der Schweiz werden in Mitteleuropa abgelagert. Die nachfolgende positive Phase jedoch fällt bereits in den Bereich jener Vorgänge, welche in dem Versuche einer Geschichte des Mittelmeeres besprochen worden sind.

Die Ablagerungen der ersten Mediterranstufe erstrecken sich von den Azoren und Madeira durch das südliche Europa,

über Kleinasien und Armenien nach Persien. Die letzten Reisen Griesbach's zeigen ferner, dass tertiäre Ablagerungen mit Meeres-conchylien, welche er als miocän ansieht und welche die Fortsetzung dieses grossen Zuges sein dürften, auch in Chorassan auftreten und einen Saum bilden an dem S. Rande des ausgedehnten aralocaspischen Gebietes durch Badghís, Maimeni und sogar bis über Taschkurghan hinaus. Noch an der Fähre über den Oxus bei Kilif, N. von Balkh, traf der unermüdete Forscher geneigte Schichten von Kalkstein, aufragend aus der Turkmenen-Steppe, mit *Ostrea*, *Pecten* und Bryozoen, welche er zu Abich's Salzformation rechnet.[8]

Aus diesen Angaben geht hervor, wie ausserordentlich gross in der mittleren Tertiärzeit, als eine der heutigen Mittelmeerfauna sehr ähnliche Fauna bereits lebte, das alte centrale Mittelmeer noch gewesen ist. Die in Persien gesammelten Conchylien lehren aber, dass die Verbindung mit Indien nicht mehr bestand, welche doch im Eocän noch offen war.

In Europa zieht das N. Ufer durch das Rhônethal, umfasst einen Theil des Juragebirges und verläuft vom Südrande des Schwarzwaldes zu jenem der böhmischen Masse und längs des Ostrandes des Manhart und der Sudeten nach Schlesien.

Jetzt tritt im ganzen Osten auf eine ausserordentliche Erstreckung Abdampfung ein.

Dies ist die Zeit des Schlier, welchen wir ein ersterbendes Meer genannt haben. Die Salzflötze der Karpathen werden gebildet und wahrscheinlich zur gleichen Zeit die grossen Salzniederlagen Persiens und von Turkistán. Die Verbindung über das heutige Juragebirge zum Rhônethale ist verloren gegangen.

Dem blauen Mergel des Schlier folgen da und dort Süsswasserbildungen; tektonische Veränderungen treten in Mitteleuropa ein; es folgt die II. Mediterranstufe. Nun ist wahrscheinlich der grösste Theil des Ostens schon für das Mittelmeer verloren, wenigstens bedürfen die Nachweise aus Persien der Bestätigung. Nördlich von der Krim behauptet es sich, sogar bis in das Thal des Manytsch, in getrennten Spuren. In Niederösterreich und Ungarn ist es in grosse neue Einbrüche des Gebirges eingetreten, aber Bayern und Oberösterreich sind verloren gegangen.

Eine negative Phase folgt jetzt und trennt das sarmatische Gebiet ab; das ganze Donauthal, Galizien, das südliche Russland und der letzte Rest des aralocaspischen Gebietes gehen nun verloren. Das Mittelmeer wird durch eine abermalige negative Bewegung sogar auf einen weit kleineren Raum als den heutigen eingeschränkt. Die östliche Grenze liegt wahrscheinlich in der Nähe von Corsica und Sardinien. Erst tritt im Rhônethal, in einzelnen Stellen des westlichen Ungarn und wohl auch sonst an anderen Orten Erosion von Thälern ein; später bilden sich weite Binnenseen mit Cardien, die pontische Stufe, aber das Eindringen von Seefischen, welche um zu laichen in diese Seen aufsteigen, lässt vermuthen, dass jetzt das negative Maximum schon vorüber sei, und dass es eigentlich in die Periode der Erosion der vorpontischen Thäler falle. Man kennt wirklich bis heute im Mittelmeere keine marinen Ablagerungen aus dieser Zeit, und darum konnte Neumayr die Vermuthung aussprechen, dass die Strandlinie damals wahrscheinlich tiefer gelegen sei als heute. (I, S. 425.)

Hier ist eine Lücke in der mediterranen Serie vorhanden, und gerade hieher, in diese Zeit des höchsten Ausmasses der negativen Bewegung, pflegt man aus paläontologischen Gründen die Grenze zwischen Miocän und Pliocän zu setzen.

Es folgt zwar wieder eine positive Phase, aber die III. Mediterranstufe vermag lange nicht mehr den früheren Umfang des Meeres zu erreichen; die Umrisse sind sogar wesentlich enger als die heutigen, obwohl der Strand etwas höher steht, weil die Senkungen in der Adria, an der syrischen Küste, im ägäischen Meere noch nicht eingetreten sind. Nun kommt die IV. Mediterranstufe und die vorübergehende nordische Einwanderung, diesmal aber nicht mehr von Sibirien gegen Mitteleuropa wie zur Oligocänzeit, sondern durch den atlantischen Ocean. Die örtlichen Senkungen erfolgen; der Pontus wird hinzugefügt und der heutige Zustand hergestellt.

Sieht man ab von den tektonischen Zwischenfällen, so erblickt man einen Wechsel von positiven und negativen Phasen von verschiedenem Werthe, wobei jedoch der Ertrag jeder positiven Phase für den Umfang des Meeres geringer wird, d. h. bei jeder derselben

ein Verlust an Ausdehnung gegen die vorhergegangene positive Phase eintritt, bis zu dem negativen Maximum in der Erosionszeit, welche den pontischen Seen vorangeht. Diese schrittweise Einengung ist unterbrochen durch eine vorübergehende Transgression des borealen Meeres in der Oligocänzeit. Der Gewinn durch den heutigen muthmasslich etwas höheren Stand des Strandes und durch die Hinzufügung von Senkungsfeldern vermag den Verlust, welcher durch den andauernden Minderertrag der positiven Veränderungen eintrat, lange nicht auszugleichen, und so bleibt das heutige Mittelmeer zurück als der Rest eines Oceans, der noch im Beginne der Tertiärzeit über das mittlere Asien hinaus sich erstreckte.

In welcher Weise sich aber diese Phasen folgten, davon gibt Iwanow's Karte des Gouv. Stawropol ein schönes Beispiel. Es erhebt sich N. von Pjätigorsk ein Kopf von Quarzporphyr; Sandstein, irgend einer alten Tertiärstufe angehörig, umgibt ihn; gegen N. folgt ganz flach gelagert, in beträchtlicher Ausdehnung, von Giorgiewsk bis über Stawropol die II. Mediterranstufe; ihr folgt gegen N., d. i. gegen den Manytsch, ebenso flach die sarmatische Stufe; es ist eine Mulde und jenseits des Manytsch taucht der andere Rand der Mulde hervor; dann folgt innerhalb dieser sarmatischen eine pontische Mulde, in dieser liegt eine aralokaspische Mulde, und in dieser fliesst heute der Manytsch.[9]

3. Die Ostküste Nordamerikas. Auch in Betreff dieses Gebietes ist bereits eine Anzahl allgemeiner Thatsachen angeführt worden (I, S. 365); ebenso gestattet die genauere Angabe der Schichtfolge auf Antigua (II, S. 159) einige Kürzung dessen, was nun wesentlich auf Grund der letzten Arbeiten Heilprin's zum Vergleiche der westatlantischen Küste mit dem europäischen Tertiärlande zu sagen ist.[10]

Das schrittweise Zurückweichen des Strandes kommt an der atlantischen Küste Europas mit viel geringerer Deutlichkeit zum Ausdrucke als am Mittelmeere, weil Riasküsten in den Umriss eintreten und derselbe überhaupt ein sehr vielgestaltiger ist; am Guadalquivir, in Portugal und an der Gironde ist dasselbe jedoch deutlich kennbar. Die amerikanische Küste des Oceans ist einfacher gebaut. Auf der Insel Martha's Vineyard (41° 20′ n. Br.)

beginnt eine regelmässig dem Festlande sich anschmiegende Zone von tertiären Meeresbildungen, welche durch die Halbinsel Florida und die Antillen bis zum Orinoco, also durch mehr als 33 Breitegrade den Ocean begleitet. Die Zone ist auf grosse Strecken concordant der oberen Kreide aufgelagert, allerdings von derselben im Süden durch eine ‚eo-lignitische' Stufe getrennt, und sie ist so angeordnet, dass jedes jüngere Glied näher gegen das Meer gelegen ist. Hieraus ergeben sich zwei Erfahrungen: erstens dass diese Strecke seit der Kreideformation eine Küstenregion ist, und zweitens, dass der Strand schrittweise zurückgewichen ist.

Beide Erfahrungen bedürfen jedoch einer Umgrenzung.

Obwohl durch 33 Breitegrade die Anlagerung von Meeresschichten seit der mittleren Kreide vorliegt, sieht man doch, abgesehen von der altcretacischen Fauna von Bogota und den cretacischen Korallen auf Jamaica, eine solche Uebereinstimmung der oligocänen Korallen von Castel Gomberto bei Vicenza und jener der I. Mediterranstufe bei Turin mit solchen der entsprechenden Ablagerungen in den Antillen, dass zur Verbreitung dieser Korallen unbedingt innerhalb der wärmeren Zonen entweder eine Reihe von Inseln oder eine zusammenhängende Küstenlinie bis in die Zeit der I. Mediterranstufe vorausgesetzt werden muss.

Der Strand ist allerdings schrittweise zurückgewichen, aber wie in Europa ist trotz desselben der heutige Stand wahrscheinlich auch hier nicht der tiefste, welcher erreicht worden ist. Die Sachlage ist nämlich die folgende.

Der tertiäre Saum läuft von N. Jersey durch beide Carolinen und Georgia der Küste parallel; in Georgia ist er fast 260 Kilom. breit und seine Grenze beugt sich in S. Alabama allmälig gegen Nord, erstreckt sich dann bis über die Mündung des Ohio in den Mississippi und von dort gegen SW., den Rio Grande oberhalb Laredo kreuzend. Alle älteren Glieder mit Inbegriff des Orbitoiden-Kalksteins folgen dem N. Umrisse des mexicanischen Golfes; dort ist ihnen eine mächtige Binnenablagerung, die Grand Gulf Series, aufgelagert, welche an der atlantischen Küste fehlt. (I, Fig. 37, S. 368.) Zugleich aber ziehen die oligocänen und miocänen, folglich die jüngeren Glieder der Tertiärzone durch Florida herab gegen die Antillen. Hiedurch wird Florida einseitig, indem nur auf der atlan-

tischen Seite das muthmassliche Aequivalent des europäischen Miocän auftritt.

Nun zeigt Heilprin in Uebereinstimmung mit Conrad,[11] dass an der ganzen Küstenlinie vom Norden herab wohl diese Vertreter des Miocän vorhanden sind, dass ihnen aber sofort eine weit jüngere, der heutigen sehr ähnliche Fauna folgt, welche als postpliocän bezeichnet wird, und dass bis Florida hinab es bisher nicht gelungen ist, ein Aequivalent des europäischen Pliocän anzutreffen. Im mexicanischen Golf liegt in dem Mündungsgebiete des Mississippi die sehr junge, jedenfalls nachpliocäne Port Hudson Group unmittelbar auf der limnischen Grand Gulf Series (29—31° n. Br.). Im südlichen Florida dagegen treten neue Glieder hinzu. Es erscheint am Flusse Caloosahatchie (26° 30′— 26° 40′ n. Br.) die conchylienreiche floridanische Stufe, welche Heilprin dem europäischen Pliocän gleichstellen möchte. Die heutigen Sedimente erscheinen als die unmittelbare Fortsetzung der sehr flachgelagerten Sedimente der Vorzeit, und das schrittweise Zurückweichen des Strandes findet in dem Umstande Ausdruck, dass die älteren Schichten in tieferem, die jüngeren dagegen in minder tiefem Wasser abgelagert sind. Allerdings hat auch hier Dall die Spuren von Oscillationen zu erkennen geglaubt.

Die jüngeren Zonen von Florida setzen in die äussere Zone der Antillen fort.

Obwohl die Studien auf diesem wichtigen Gebiete in Nord-Amerika gewiss noch viel Neues bringen werden und manche ungelöste Frage besteht, haben wir für heute die Thatsache zu verzeichnen, dass im Gebiete des europäischen Mittelmeeres zwischen Miocän und Pliocän ein negatives Maximum eintritt, welches vermuthen lässt, dass um diese Zeit in diesem Gebiete die Strandlinie tiefer stand als heute, und dass auf der anderen Seite des Oceans beiläufig in denselben Breitegraden, und noch um ein Geringes südlicher, eine Lücke zwischen muthmasslichem Ober-Miocän und einem aufgelagerten Post-Pliocän vorhanden ist, diese Lücke jedoch weiter im Süden, in Florida, nicht nachgewiesen ist.

4. Das patagonische Tertiärland. Die tertiären Ablagerungen, welche S. vom Paraná durch 20 Breitegrade an die atlantische Küste treten, sind von jenen Nord-Amerikas dadurch ver-

schieden, dass hier wiederholte Landbildungen, getrennt durch einzelne Ablagerungen des Meeres, vorhanden sind, und dass diese Landbildungen in einer Weise an das Meeresufer treten, welche die frühere grössere Ausdehnung des Festlandes gegen Osten beweist. Sie reichen im Norden weit aufwärts am Paraná und gegen Westen bis in die Nähe der östlichen Abhänge der Anden. Die Aehnlichkeit der Mulde des Paraná mit jener des Mississippi ist auffallend.

Diese Ablagerungen bilden das ausgebreitetste Tertiärland der Erde; ihre nordsüdliche Erstreckung macht sie besonders geeignet zur Prüfung jener Fragen, welche hier verfolgt werden, und da die Breite der Strasse von Magelhaens beiläufig jene von Cambridge und Birmingham ist und jene von Paraná nicht allzusehr von jener von Alexandrien abweicht, ergibt sich die Möglichkeit, zu fragen, von welcher Art die Vorgänge in solchen südlichen Breiten waren, welche den Breiten der europäischen Vorkommnisse beiläufig entsprechen.

Orbigny und Darwin, Burmeister, Ameghino und insbesondere Doering haben viel zu ihrer Kenntniss beigetragen, und ich werde der Darstellung des Letzteren folgen.[12]

Die patagonischen Tertiärablagerungen sind nirgends dislocirt. Verfolgt man jedoch an der Küste das Niveau der muthmasslich oligocänen Meereseinschaltung, so sieht man, dass dasselbe von der Mündung des Paraná bis S. Patagonien eine leicht geschwungene Curve bildet, so dass eine flache Mulde unter den Pampas und eine zweite unter S. Patagonien entsteht, und so dass streckenweise diese oligocänen Schichten unter das Meer hinabtauchen. Die Curve ist aber auf die grosse Länge so ausserordentlich flach, dass man annehmen darf, die Abweichung von der horizontalen Lage sei lediglich durch ursprüngliche Unebenheit des Meeresgrundes veranlasst.

Die patagonischen Tertiärablagerungen ruhen auf der Kreide. Auch hier liegen die jüngeren Meeresablagerungen näher an der heutigen Küste; auch hier haben grosse, höchst gleichförmige Oscillationen stattgefunden, wodurch der Wechsel von Land- und Meeresbildungen entstand; auch hier ist durch die abnehmende Bedeutung der positiven Phasen die Annäherung an den heutigen

Zustand erfolgt, aber auch hier tritt eine Ungleichartigkeit in diesen Bewegungen ein, welche von Bedeutung ist.

Auf die Kreideformation folgt zuerst die petrefactenleere *guaranitische Stufe*, ohne scharfe Grenze gegen die Kreide, überlagert von einer mächtigen Gruppe von rothem Sandstein, thonig-sandigen Sedimenten, auch von Gyps, welche im Westen gegen die Abhänge der Cordilleren grosse Flächen einnimmt *(Piso Pehuenche* mit *Mesotherium Marshii).* Hieher gehört vielleicht der Lignit von Punta Arenas. Nun tritt zum ersten Male nach der Kreideformation eine positive Phase ein. Die Ablagerungen dieser marinen Stufe erscheinen an vielen Orten der Küste und im Innern des Landes; sie führen dieselben Conchylien von Paraná bis Punta Arenas, wo sie auf dem Lignit liegen *(Piso Paranense* mit *Ostr. Ferraresi);* sie werden dem europäischen Ober-Eocän gleichgestellt. Der Strand weicht abermals zurück und Bänke von Sandstein werden gebildet mit Resten von Pflanzen und Süsswasserconchylien, zugleich von Säugethieren, unter welchen sich nahe Verwandte der Gattungen *Palaeotherium* und *Anoplotherium* des Gypses von Montmartre finden *(Piso Mesoptamico* mit *Megamys patagonensis).*

Zum zweiten Male erhebt sich der Strand, aber die neue Meeresablagerung reicht nicht so weit in das Land wie die vorhergehende Meeresablagerung; sie dürfte dem Oligocän entsprechen *(Piso Patagonico* mit *Ostr. Patagonica).* Der westlichste Punkt der ersten Meeresstufe ist Lago S. Martin in der Nähe der Cordillere (lat. 49—50°; W. von long. 72°), während diese zweite Meeresstufe im Allgemeinen nur die Hälfte oder den dritten Theil der Entfernung vom Meere bis zur Cordillere erreicht. Hierauf tritt der Strand sehr weit und auf eine sehr lange Zeit zurück; mehrere Stufen von Binnenlandbildungen folgen einander, ohne durch Meeresablagerungen getrennt zu sein. Grosse Mengen von trachytischem Detritus, welche im Süden in dem oberen Theile der zweiten marinen Stufe sich zeigen, setzen auch in den folgenden Theil der Binnenlandbildungen fort. Diese beginnen mit Sandstein und Mergel; hier findet man die in den tieferen Miocänschichten Europas heimische Gattung *Anchitherium (Piso Araucano).* Dann folgt der Schwemmsand der westlichen Pampas *(Piso Puelche);*

an den Schluss dieser Stufe stellt Doering die Grenze zwischen Miocän und Pliocän, zugleich die Zeit des grössten Zurückweichens des Strandes. Der Continent breitete sich damals viel weiter gegen Osten aus als heute. Nun ist die Pampasformation im engeren Sinne erreicht; sie besteht aus Thon mit zahlreichen Resten von Landsäugethieren und zerfällt in drei Glieder *(Piso Pampeano inferior* mit *Typotherium, Protopithecus; P. Eolitico* und *P. Pampeano lacustre)*; dies gilt als der Vertreter des Pliocän.

Eine mächtige Decke von Geröllen und Conglomerat breitet sich jetzt über die patagonische Tafel aus; sie kommt wahrscheinlich von der Cordillere her und steht in irgend welchem Zusammenhange mit der Eiszeit. Dann tritt Erosion von Thälern ein, und dann erst erscheint zum dritten Male das Meer *(Piso querandino)*. Es entfernt sich aber insbesondere im Norden nicht allzuweit von der heutigen Küste und die Fauna stimmt nahe mit der heutigen überein. Diese junge, postglaciale Transgression ist daher durch eine grosse anscheinend die ganze miocäne und pliocäne Zeit umfassende Lücke von den beiden älteren Transgressionen getrennt, welche nur erloschene Arten von Conchylien führen. Man müsste, sagt Doering, im Meere ausserhalb Cap Corrientes Bohrungen vornehmen, um die fehlenden Mittelglieder zwischen der zweiten und dritten Transgression anzutreffen.

Es herrscht also trotz aller Unsicherheit in Bezug auf die genauere Altersbestimmung der Schichten eine merkwürdige Uebereinstimmung in den Ergebnissen, zu welchen drei sachkundige Forscher selbständig von einander für drei weit von einander entfernte Gebiete gelangt sind. Neumayr in Wien findet, dass an dem Beginne der pontischen Stufe, welcher in der Regel als die Grenze zwischen Miocän und Pliocän anerkannt wird, der Strand in dem Mittelmeergebiete tiefer gewesen sei als heute, und dass für die pontische Zeit, daher am Beginn des Pliocän, eine Lücke in der Serie der Meeresbildungen vorhanden sei. Heilprin in Philadelphia sagt, dass an der atlantischen Küste der Vereinigten Staaten das Pliocän nicht vertreten sei, und dass miocäne Ablagerungen durch eine Lücke getrennt seien von den nachfolgenden weit jüngeren Muschelbänken. Doering in Córdoba gelangt zu dem Ergebnisse, dass an der patagonischen Küste der Strand viel

weiter zurückgewichen sei, als er sich heute befindet, dass das Land seine grösste Ausdehnung an der Grenze zwischen Miocän und Pliocän erreicht habe, und dass die tertiären, muthmasslich oligocänen Meeresablagerungen von den postglacialen Muschelbänken durch eine grosse Lücke geschieden seien.

Wir kehren zu diesen querandinischen Muschelbänken zurück. Es sind dieselben jungen Ablagerungen, welche Darwin so anschaulich beschrieben hat. Doering, welcher die gleichförmig durch 20 Breitegrade sich vollziehenden Oscillationen verfolgte, blieb nicht darüber im Zweifel, dass Bewegungen dieser Art durch Veränderungen des festen Landes nicht herbeigeführt sein können. Hier aber tritt ein besonderes Merkmal der Bewegung hervor. Sie nimmt gegen Süden zu. In der Bucht des Plata befinden sich die querandinischen Muschelbänke in + 20 bis 30 M.; gegen Süden steigen sie an, und im äussersten Süden liegen sie in + 100 M. umgeben von Terrassen in 300 bis 400 M. Auf diesen Umstand wird an einer späteren Stelle zurückzukommen sein.

5. Junge Kalksteinbildungen. Beträchtliche Schwierigkeiten knüpfen sich an die Frage nach dem heutigen Absatze von Kalkstein und insbesondere nach der Art des Aufbaues der aus grossen Meerestiefen heraufragenden, häufig ringförmigen Koralleninseln. Darwin unterschied drei Arten von Korallenbauten, nämlich an festes Land oder ein Felsenriff geheftete Fransenriffe, dann Wallriffe, welche von der Haftstelle durch einen tiefen Canal getrennt sind, endlich ringförmige Atolls, deren Haftstelle nur als ein Riff in der Mitte der Lagune oder gar nicht sichtbar ist. Er versuchte den Uebergang einer jeden dieser Gruppen in die nächstfolgende durch allmälige Senkung des Meeresgrundes in den wärmeren Zonen zu erklären. Dana ist auf Grund ausgedehnter Beobachtungen dieser Meinung beigetreten. Dies ist Darwin's Senkungstheorie, und es bedarf keines Beweises, dass ein Anschwellen des Meeres in diesen Zonen den Voraussetzungen dieser Theorie ebensosehr entsprechen würde als die Senkung des Meeresbodens. Beide Beobachter kannten übrigens neben den vermeintlich gesenkten Inseln eine grosse Anzahl scheinbar gehobener Inseln und suchten Zonen oder Regionen der Hebung und der Senkung zu unterscheiden.[13]

Wilkes, der Führer der amerikanischen Expedition, welche Dana begleitete, sprach sich jedoch, wie es scheint unter dem Eindrucke des Anblickes einzelner gehobener, d. i. durch negative Bewegung trocken gelegter Riffe, gegen Darwin aus, und mit noch grösserer Schärfe erfolgte im J. 1855 Widerspruch von J. C. Ross, einem vieljährigen Bewohner von Cocos Island (Keeling Atoll), welche Insel der Ausgangspunkt von Darwin's Beobachtungen gewesen war. Zunächst behauptete Ross die Unrichtigkeit der Angaben Darwin's über junge Senkung auf Cocos Island, und seither hat auch H. Forbes gefunden, dass in diesem Falle Darwin einer Täuschung unterlegen war. Die von Ross veröffentlichte Schrift über diesen Gegenstand leidet an einer unklaren Auffassung vulcanischer Thätigkeit und an anderen Gebrechen, welche bei einem langen Aufenthalte auf entlegenen Inseln erklärlich und entschuldbar sind; sie enthält dennoch werthvolle Angaben. Es wird erwähnt, dass die gehobenen Koralleninseln des pacifischen Meeres annähernd dieselbe Höhe besitzen, und dass es den Anschein habe, als sei die ganze Oberfläche des Weltmeeres plötzlich gesenkt worden in Folge der Senkung eines oder mehrerer Theile des Untergrundes gegen den Mittelpunkt der Erde. Ferner sagt Ross, dass Darwin lange Zonen der Hebung und der Senkung unterscheide, während doch auf derselben Linie gehobene Inseln (trockengelegte Riffe) und nach Darwin's Ansicht gesenkte Inseln (Atolls) knapp neben und zwischen einander stehen; die Verbreitung der Korallenriffe sei beeinflusst durch die Strömungen, welche Nahrung herbeitragen.[14]

Endlich ist in den letzten Jahren von Semper, Rein und Murray die Richtigkeit von Darwin's Senkungstheorie ernstlich in Frage gestellt worden, weil nach der Ansicht dieser Forscher das Wachsthum der Korallenstöcke immer gegen die Aussenseite des Riffes erfolgt, wo sich Nahrung findet, und durch das Absterben der inneren Theile ringförmige Bildungen entstehen, ohne dass hiezu irgend welche Senkung des Bodens erforderlich wäre.[15]

Diese für die Statik der Meere wichtige Frage kommt hier zur Erörterung, weil an verschiedenen Orten die jungen Kalksteinbildungen mit jungtertiären Kalksteinablagerungen in Verbindung treten und überhaupt die Feststellung einer scharfen Grenze gegen

diese zuweilen schwierig zu finden sein dürfte. Die Beispiele für solche Verbindung sind nicht selten. Auf Antigua sind es miocäne Bänke, welche das Meer erreichen, und die Scheidung von den jüngeren Bänken dürfte sich ohne Schwierigkeit vollziehen. (II, S. 159, Fig. 15.) Viel schwieriger gestaltet sich diese Aufgabe in dem von Lorié untersuchten Kalkstein von Curaçao, Aruba und Venezuela.[16] Noch schwieriger mag sie in Florida sein. Die Arten ändern sich oder lösen sich ab; die Zahl der mit der heutigen Fauna übereinstimmenden Formen vermehrt sich, und die heutige Fauna der westindischen Meere selbst ist, wie jene des europäischen Mittelmeeres, das Ergebniss des Zusammentretens von Elementen verschiedenen Alters und verschiedener Herkunft.

Um nun zu einer Uebersicht zu gelangen, werde ich zuerst gewisse Erfahrungen aus dem atlantischen Gebiete, namentlich aus Florida, Westindien und den Bermudas anführen, und hierauf einige Hauptzüge des Baues der weit ausgedehnten pacifischen Korallenbauten besprechen.

Die Halbinsel Florida besteht, wie wiederholt gesagt worden ist, gegen N. und NW. aus mitteltertiärem Orbitoiden-Kalkstein, welchem sich gegen den Ocean eine von Norden herbeiziehende miocäne Zone anschliesst; gegen Süden fügen sich jüngere Kalkbänke an, bis bei den Everglades die Tafel beinahe dem heutigen Meeresspiegel gleichsteht. Noch weiter gegen Süden bildet diese Tafel mit unregelmässigen Umrissen das Ufer der Bucht von Florida, welche mit einer nur wenige Faden tiefen Wasserschichte eine weite horizontale Fläche von Kalkschlamm bedeckt, ein Gebiet, in welchem heute die Massen zum Aufbaue einer neuen, ähnlichen Kalktafel sich sammeln.

Die Bucht von Florida und ihre nördliche Fortsetzung, die Key Biscayne-Bucht, sind gegen den Ocean abgegrenzt durch eine lange Reihe niedriger Inseln, die Keys, welche, in eine regelmässige Curve geordnet, von dem Sporn des Virginia Key im Norden, erst gegen Süden, dann im Bogen gegen West verläuft bis zu der Bank ausserhalb der Marquesas und dann über diese hinaus Fortsetzung findet in den Tortugas. Schon im J. 1863 zeigte E. B. Hunt, dass diese Curve veranlasst wird durch den Gegenstrom, welcher von Norden her zwischen das Festland und den

Golfstrom eintritt. Dieser Gegenstrom schreibt die Linie vor, indem er von Norden her das Sediment bewegt und den Korallen Nahrung bringt. Al. Agassiz aber hat eine höchst lehrreiche Darstellung der heutigen Sachlage gegeben und hat gezeigt, wie Sturm und Brandung die organischen Gebilde verkleinern, zu weisser Trübung vermahlen und wie diese Trübung zwischen die Keys und durch die Lücken vom Sturme hinübergetragen wird in die grosse ruhige Florida-Bay, um dort von den Gezeiten ausgebreitet und als Kalkschlamm zu Boden gelegt zu werden. Weit zieht sich auch an der Westseite von Florida diese jüngste Anhäufung von Kalk gegen Norden, nur an ihrer oberen Fläche von Korallen wie von einer Rinde überzogen, und diese werden häufig erstickt und getödtet, indem der Kalkschlamm in die Kelche dringt. Nicht der Boden hat sich gehoben, bis die Höhe erreicht war, welche Korallen die Ansiedlung gestattet, sagt Agassiz, sondern das Sediment wurde angehäuft bis zu dieser Höhe. Auf den Keys aber, wie auf den Marquesas und insbesondere auf den Tortugas, ist lediglich durch den Einfluss der Strömung, welche den Korallenthieren die Nahrung herbeiträgt, eine mehr oder minder ringförmige Anordnung von Korallenbauten veranlasst worden, welche dieselben in die Gruppe der Atolls stellt.[17]

So gelangen wir zugleich vor das erste Beispiel heutiger Bildung einer Tafel von Kalkstein und vor jene Einwürfe, welche gegen die Ansicht von der Bildung der Atolls durch Senkung des Bodens erhoben worden sind.

Aehnliche Anhäufungen von Kalkschlamm und von todtem organischen Grus sind in ausgedehnter Weise auch an anderen Orten in der westindischen Region vorhanden, so in der Nähe von Cuba und insbesondere an der aus einer tertiären Platte bestehenden Halbinsel Yucatan; Alacran Reef (Scorpionfelsen) ist dort als ein hufeisenförmiges Atoll dem jungen Kalksedimente aufgesetzt und wohl auch wie die Tortugas und Marquesas ohne jede kennbare Verschiebung des Strandes entstanden.

Man sieht in Westindien an vielen Stellen die Zeichen negativer Bewegung. Ich spreche nicht von den hochliegenden Kalkbänken, deren Alter völlig unbekannt ist, und deren höchste auf Cuba und Jamaica, obwohl sie hieher bezogen werden, vielleicht

sogar der Kreideformation angehören,[18] aber es sind auch in der Nähe des heutigen Strandes solche Spuren kennbar. An der ganzen Ostküste von Florida bis in die Nähe des Beginnes der Keys ist eine Muschelbreccie vorhanden, die ‚Coquina of St. Augustine', welche die Küste umsäumt und als das Zeichen einer negativen Bewegung von 10—20 Fuss angesehen wird. Man trifft an vielen Inseln der Antillen diese Spur; ein bekanntes Beispiel ist die Basse Terre von Guadeloupe, welche von einem jungen Korallenriffe umgeben ist. Dabei darf nicht vergessen werden, dass diese letzte Marke oder letzte Tafelfläche über dem heutigen Meeresspiegel für die Beurtheilung der heutigen Phase nicht entscheidend ist. (II, S. 31.)

Zu den durch ähnliche Bewegungen dermalen trockengelegten Theilen ist die Insel Sombrero zu rechnen, in 18° 36′ n. Br. zwischen den Virginischen Inseln und den kleinen Antillen gegen den Ocean hinaus gelegen.

Sombrero ist nach Sawkins wenig mehr als eine Seemeile lang und misst an der breitesten Stelle kaum ein Dritttheil der Länge. Der ganze Umfang ist von einer senkrechten oder überhängenden Klippe gebildet, 25 bis 40 Fuss hoch, umgeben von 12 bis 14 Faden tiefem Wasser. Der grösste Höhenunterschied im Innern der Insel beträgt 10 Fuss; die Oberfläche ist von Karren durchfurcht. ‚Eine traurigere oder unwirthlichere Stelle könnte sich der menschlichen Forschung oder Einbildungskraft kaum darbieten.'

Die ganze Insel besteht aus Kalkstein; die Conchylien, welche derselbe enthält, gehören der heutigen Fauna an, mit Ausnahme einer häufig vorkommenden *Bulla*, welche *B. granosa* aus dem westindischen Mitteltertiär zu sein scheint. Im Kalkstein von Sombrero erscheinen Gänge von Phosphaten, offenbar die Reste verschwundener Guano-Lager. Diese haben seit 1856 die Aufmerksamkeit dem öden Eilande zugewendet, und Alex. Julien hat eine Beschreibung dieser Vorkommnisse entworfen.[19]

Es sind sechs flach aufeinanderliegende Bänke von Kalkstein zu unterscheiden, welche vom Meere aufwärts mit *A* bis *F* bezeichnet werden. An der Uferklippe treten jedoch in der Regel nur zwei Schichtfugen auffallender hervor, welche durch Zwischen-

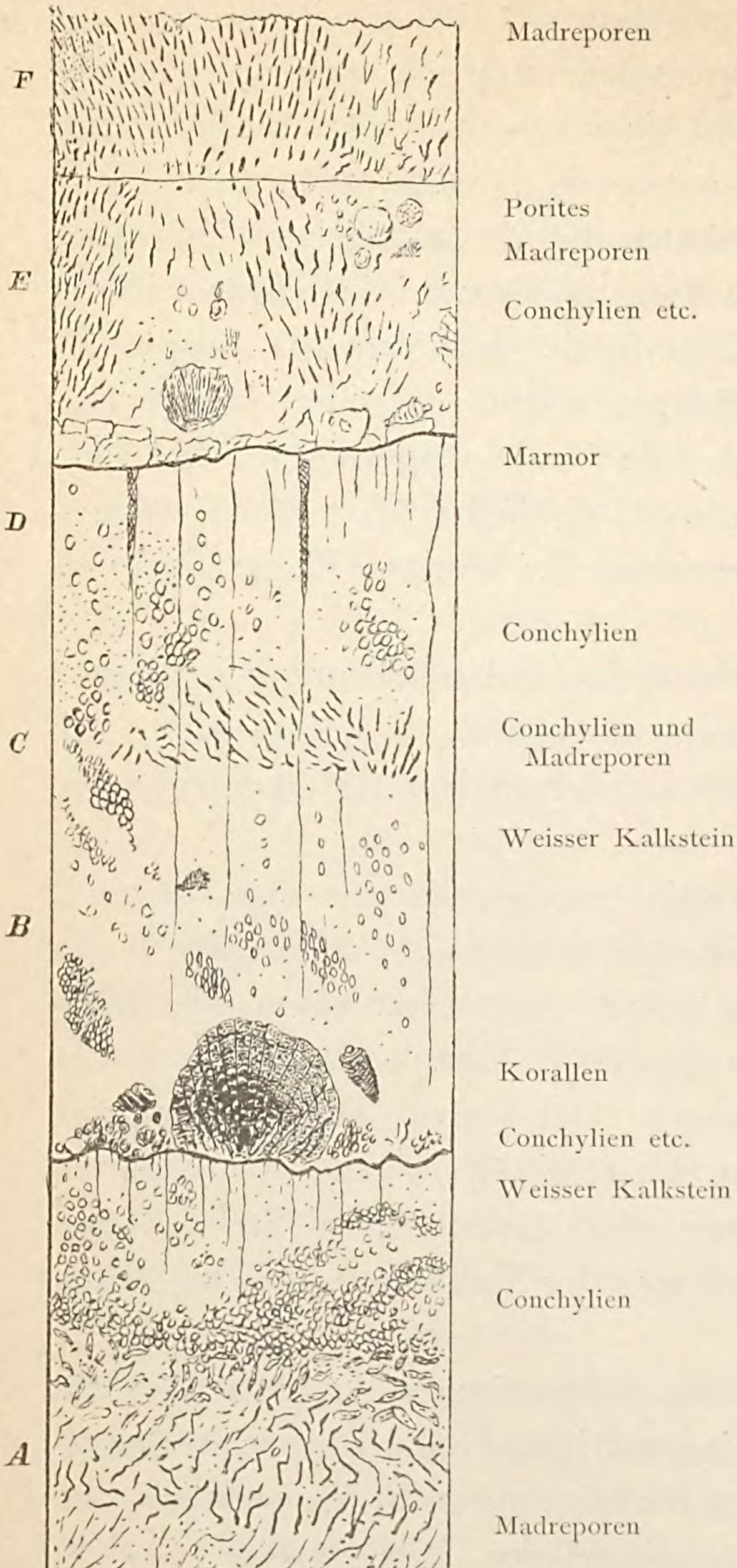


Fig. 29. Kalkbänke auf Sombrero (nach Al. Julien.) 1 : 60.

mittel von abweichender Beschaffenheit ausgezeichnet sind, nämlich zwischen *A* und *B* und zwischen *D* und *E*. Eine weitere Unterscheidung der Bänke ist dadurch gegeben, dass *D* durch eine mehr graue Färbung sich von den anderen, ganz weissen Bänken abhebt. Guano-Ablagerungen haben, nach Julien, zu mindestens drei Epochen stattgefunden; jedesmal wurde die Guano-Decke wieder durch das Meer entfernt, die Reste in den Spalten des Kalksteins zurücklassend. Hieraus, sowie aus der Beschaffenheit der Kalkbänke wird von Julien gefolgert, dass das Eiland zu wiederholten Malen überfluthet und trockengelegt worden ist. Es hat Julien sogar unternommen, diese Oscillationen graphisch zu verzeichnen, und musste für die geringe Anzahl sichtbarer Bänke acht Erhebungen und neun Senkungen des Bodens annehmen.

Die Aehnlichkeit dieser Bänke mit jenen der östlichen Alpen tritt deutlich hervor. Mag nun in der That jede einzelne Bank einer Oscillation entsprechen

oder nicht, so steht doch fest, dass hier Ablagerungen erzeugt worden sind, welche den geschichteten Kalkgebirgen früherer Epochen ausserordentlich gleichen.

Die Kalksteinbänke, welche in Westindien innerhalb der umgürtenden Korallenriffe sich erheben, sind von vielen ausgedehnten Höhlen durchzogen. Auf den Bahamas, wo sich eine Reihe alter Strandlinien erkennen lässt, sind an mehreren Orten solche Höhlen vorhanden. So hat Sharples jene von den Caicos-Inseln in der Nähe von Turks Island beschrieben; ihr Boden ist bedeckt mit Rotherde, Gyps und Guano.[20] Ich meine nicht, dass jemand daran zweifeln könne, dass diese terrassirten, von Höhlen durchzogenen Kalksteine älter sind als das umgebende, lebende Riff. Dieses höhere Alter wird durch den Umstand bestätigt, dass Pomel und Cope in solchen Höhlen auf der kleinen Insel Anguilla die Reste erloschener Arten von Landthieren angetroffen haben, und hieraus ergibt sich zugleich das höhere Alter der negativen Bewegung.

Wir entnehmen das Folgende. Kleinere kranzförmige Atolls, ohne tiefe Lagunen, wie Tortugas und Alacran, vermögen sich ohne jede merkbare positive Veränderung des Strandes zu bilden. Die heutigen Florida Keys müssen seit der letzten negativen Bewegung aufgebaut sein. Ist heute eine positive Bewegung vorhanden, so ist sie so gering, dass das Sediment ihr zu folgen vermag. Die negativen Bewegungen und die Höhlen mit Resten erloschener Landthiere reichen in eine entferntere Zeit zurück. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass kleinere Schwankungen vorkommen, welche die Bankung des Kalksteins erzeugen; Sombrero scheint dafür zu sprechen, aber in der Bucht von Florida mag allerdings leicht eine Aenderung der Beschaffenheit des Sedimentes lediglich durch Schliessung oder Erweiterung der Oeffnungen zwischen den Keys, durch vermehrte Verdunstung oder auf andere Art ohne Schwankung der Strandlinie eintreten.

Auf den Bermudas ist die seltene Gelegenheit geboten worden, das Gefüge einer solchen Inselgruppe unter dem Meere zu beobachten. Nelson, Jones, Rein, die Reisenden des ‚Challenger' und Rice haben diese Inseln beschrieben.[21] Ein junges, äusseres Riff schliesst sich an die SO. Seite der höheren Inseln an und entfernt

sich von ihnen gegen SW. und gegen N., um in grösserer Entfernung sich zu einem weiten ovalen Ringe zu schliessen, auf diese Art alle höheren Inseln und eine ausgedehnte Lagune umgürtend. Die Inseln erreichen 250 Fuss und sind über dem Meere von Driftfels aufgebaut, d. i. von organischem Grus, welchen die Stürme zu solcher Höhe aufgethürmt haben, und welcher später unter dem Einflusse der Niederschläge zu lockerem oder härterem Kalkstein geworden ist. Rotherde bedeckt die Inseln, dringt in die Spalten des weissen Kalksteins und bildet zugleich die Unterlage des Pflanzenwuchses. Höhlen sind in diesem Kalkstein vorhanden und Stalaktiten hängen von ihrem Dache herab. An einzelnen Stellen scheinen Zeichen von Schwankungen vorhanden zu sein; es beschreibt Rice von Stocks Point eine Bank von Strand-Conglomerat, bestehend aus Blöcken von Driftfels, zugleich mit grösseren Meeresconchylien und festen Klumpen von Rotherde, welche eingeschaltet ist zwischen den Driftfels mit Landconchylien.

An dem Eingange des Hamilton Harbour wurden im J. 1870 submarine Sprengungen begonnen, und man traf nach den Angaben von Jones in 6 Faden Tiefe eine Höhle mit Stalaktiten und Rotherde. Später wurden solche Sprengungen zur Anlage des Docks in grossem Massstabe fortgesetzt. In — 25 Fuss lag Kalkschlamm, 5 Fuss mächtig; unter diesem locker verbundener Korallensand mit Trümmern von *Diploria* und Conchylien; dann folgte in etwa — 45 Fuss eine torfartige Lage, ein alter Pflanzenwuchs mit aufrechtstehenden Baumstümpfen, Landconchylien und Vogelknochen. Diese lag auf hartem Kalkstein.

Hier ist positive Bewegung festgestellt; dennoch zeigt Rice aus den gesammelten älteren Angaben mit einem hohen Grade von Wahrscheinlichkeit, dass seit 1609 keine merkbare Veränderung eingetreten ist. Wenn die Bewegung andauert, muss sie sehr langsam sein.

Indem wir das pacifische Gebiet betreten, mag zuerst erwähnt sein, dass es wenigstens in den westlich angrenzenden Gebieten an Verbindungen zwischen sehr jungen Kalkbildungen und solchen einer früheren Zeit nicht fehlt.

Tertiäre Ablagerungen nehmen beträchtlichen Antheil an der Zusammensetzung des Archipels W. von Neu-Guinea und junger

Kalkstein schliesst sich an die tertiären Schollen. Der Aaru-Archipel besteht nach Riedel's Darstellung aus 12 grossen und 83 kleineren Inseln; alle sind Theile einer einzigen Kalkplatte. Fünf sehr schmale Kanäle des Meeres, nicht breiter als grössere Flüsse, trennen die sechs grössten dieser Inseln, welche zusammen eine 180 Kilom. lange Tafel bilden, mit wenig wellenförmiger Oberfläche, bedeckt von Sümpfen, in welchen Brackwasserconchylien leben. Der höchste, südöstliche Theil der Insel aber, 50 M. hoch, ist von jungtertiärem Alter. (II, S. 208.)

Das Bunda-Plateau in S. Australien zeigt, welche Ausdehnung eine trockengelegte tertiäre Kalksteinplatte erreichen kann.

Selbst von Viti Levu wurden tertiäre Fossilien erwähnt. (II, S. 208).

In dem Gebiete der pacifischen Korallenbauten sind wie in Westindien zahlreiche negative Spuren vorhanden. Tafelförmige Kalkmassen ragen aus den Kränzen der lebenden Riffe hervor, mit horizontaler Oberfläche, zuweilen abgestuft oder an den steilen Wänden von horizontalen Strandlinien durchzogen. Stundenlange Höhlen mit Tropfsteinen finden sich in denselben und auf ihrer Höhe liegt Rotherde. Solche Kalkmassen erscheinen da und dort bis weit im Osten zur Insel Henderson (Elisabeth), jenseits der Paumatu, welche nach Beechey 80 Fuss hoch ist, mit steilen Wänden und aus Kalkstein bestehend von muscheligem Bruche, wie ein mesozoischer Kalkstein.[22] Nirgends aber scheint die Höhe der Tafeln mehr als 100 M. zu betragen, und man weiss nicht, welchen Antheil Driftfels an ihrem Aufbau nimmt.

In dem südlichen Theile der Palau treten die negativen Anzeichen so sehr hervor, dass Semper versucht war, die Entstehung dieser Inselgruppe selbst nicht wie Darwin mit einer Senkung, sondern mit einer Erhebung des Meeresbodens in ursachliche Verbindung zu bringen. Dort erreichen die Kalkklippen 250 Fuss mit ganz horizontal gestreckter Kuppe; gegen Osten sind sie 80 Fuss hoch, gleichfalls mit horizontaler Kuppe.[23]

An den Gehängen der Inseln der Bougainville-Strasse in der Salomon-Gruppe erheben sich regelmässige Stufen, welche Guppy für ebensoviele gehobene Wallriffe hält.[24]

Eines der auffallendsten Beispiele ist die Loyalty-Gruppe welche Neu-Caledonien wie eine äussere Nebenzone begleitet. Diese Inseln bilden eine lange Reihe. Die erste ist Astrolabe, in der Höhe des Meeresspiegels gelegen. Die zweite ist Uvea, kreisförmig, aus Korallenkalk bestehend, in einem einzigen Stockwerke 15—18 M. hoch. In der Mitte befindet sich eine Lagune

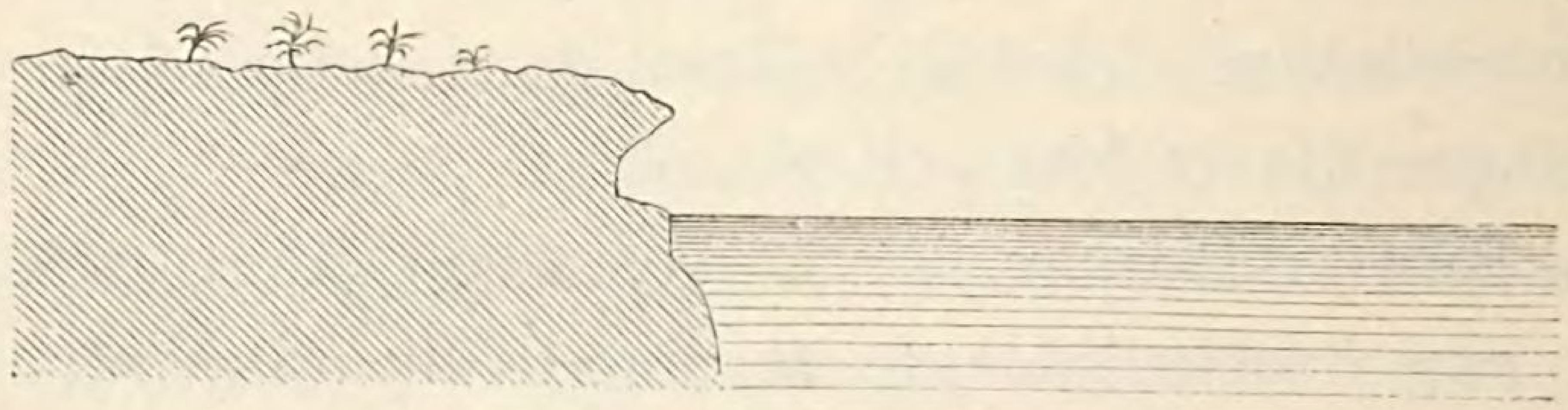


Fig. 30. Uvea (Loyalty-Gruppe). Nach Chambeyron.

mit sehr ebenem Boden, bis 18 M. tief; die Insel ist ganz horizontal und gegen das Meer von einer Hohlkehle umgeben.

Die dritte Insel ist Lifu: diese hat keine Lagune im Innern; es ist ein Plateau, aus drei ganz horizontalen Stufen zusammengesetzt, welches 90 M. erreicht. Durch 30 Seemeilen, von einem Ende zum andern, bewahrt jedes Stockwerk genau seine Höhe.

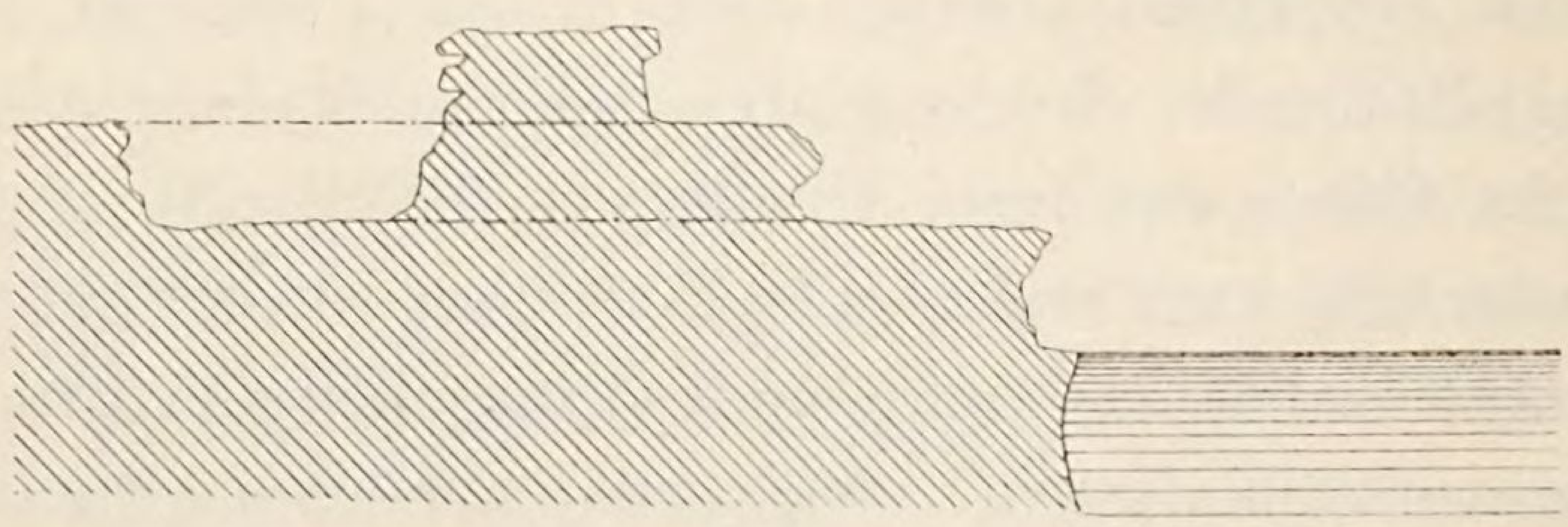


Fig. 31. Lifu (Loyalty-Gruppe). Nach Chambeyron.

Grosse Höhlen sind vorhanden. Die Ränder der Tafel sinken in unsondirbare Tiefen, wie bei allen diesen Inseln. So berichtet Chambeyron; Clarke, welcher schon im J. 1847 Lifu beschrieb, unterscheidet zwei Erhebungen im Betrage von 80 und von 170 Fuss, zusammen 250 Fuss. Balansa erwähnt die Rotherde, ohne welche auf Lifu kein Pflanzenwuchs möglich wäre, und unterscheidet vier Stufen, von welchen die dritte rings um die Insel läuft. Es gibt 41 M. tiefe Brunnen im Kalkstein; er zeigt keine Schichtung.

Die vierte Insel ist Maré; sie besteht nach Chambeyron aus fünf Stufen, alle horizontal und noch schärfer ausgeprägt als in

Lifu, und die oberste Tafel erreicht 90—100 M. Zwischen der zweiten und dritten Stufe liegt eine breite Fläche. Im NW. der Insel befindet sich das Plateau der höchsten Stufe; hier tritt eine Spitze vulcanischen Gesteins hervor.

Gegen NW. setzt sich die Loyalty-Gruppe noch in das Riff Petrie und gegen SO. in die Klippe Durand und die Insel Walpole fort; diese letztere ist ein Fels von 95 M. Höhe.

Nun könnte man meinen, dass jede dieser Inseln stossweise und doch horizontal zu diesen Höhen gehoben worden sei, und zwar Maré zu 90—100 M., Lifu zu 90 M., Uvea zu 15—18 M. und Astrolabe gar nicht. Ich bin aber nicht dieser Meinung. Es wird vielmehr anzunehmen sein, dass einstens eine gemeinsame Kalktafel in + 90 bis 100 M. vorhanden war, zu einer Zeit, als der Strand mindestens 90 bis 100 M. höher stand als heute. Von den höchsten Theilen dieser Tafel hat sich eine Scholle auf Maré in der Nähe des vulcanischen Stockes erhalten und eine Scholle auf Lifu; die tieferen Absätze bezeichnen Stillstand in der negativen Bewegung oder eine Phase der Recurrenz, oder nur die Einschaltung einer minder widerstandsfähigen Bank. Die Hohlkehle von Uvea zeigt, wie heute die Brandung arbeitet, und so hat sie immer gearbeitet.[25]

Endlich mag noch die Insel Metia, N. von Tahiti, erwähnt sein. Sie ist nach Dana 250 Fuss hoch und besteht aus Korallenkalkstein mit grossen Tropfsteinhöhlen; auf ihrer Höhe befindet sich eine Fläche, ähnlich der heutigen Strandfläche eines Korallenriffes; einzelne Pfeiler zeigen, dass ein Theil der Kalkmasse durch das Meer entfernt ist. Es sind zwei horizontale Linien auf der Stirn der Klippe vorhanden, auf welchen Höhlungen am häufigsten sind, so dass der Fels ein geschichtetes Aussehen erhält und in drei fast gleiche Theile getheilt ist. Besonders lehrreich erscheint mir der Umstand, dass von zwei Gesteinsproben, welche Dana von Metia nahm, eine 38·07 und die andere nur 5·29 Procent kohlensaurer Magnesia enthielt. Hier ist im offenen Meere Dolomit und Kalkstein abgelagert worden, wie in dem Plattenkalke der Alpen. Dana hält Metia für den aufgefüllten Kern einer einstigen Lagune und meint, dass die kohlensaure Magnesia durch Abdampfung in der Lagune könnte gefällt worden sein.[26]

Noch ausserordentlich viel häufiger als diese hohen Inseln sind solche in geringerer Höhe und insbesondere solche, die nur durch eine Hohlkehle von wenig Metern vom heutigen Wasserspiegel getrennt sind.

Nun ist in der That aus der ungleichen Höhe dieser Inseln ungleichartige Erhebung einzelner, zugleich die Senkung anderer Theile der oceanischen Inselwelt gefolgert worden. Dieser Meinung vermag ich nicht beizustimmen. Schon die Einhaltung der ziemlich engen Grenze von + 100 M. spricht dagegen, sowie das Vorkommen von wiederholten Terrassen oder Strandlinien. Es geht vielmehr aus diesen Angaben hervor, dass alle diese Kalktafeln die Reste von älteren Bildungen sind, jedenfalls älter als die heute lebenden Riffe, gerade so wie die ähnlichen auch von Höhlen durchzogenen und von Rotherde bedeckten Kalktafeln der Bahamas, und dass alle negativen Bewegungen, von welchen sie Zeugniss geben, sich wahrscheinlich gleichförmig über das ganze Gebiet dieser Koralleninseln erstreckt haben und einer entfernteren Zeit angehören. Wir kennen nicht das Alter dieser höheren Kalktafeln. Dana hat es öfters ausgesprochen, dass die Zeit der pacifischen Korallenbauten die ganze quaternäre, vielleicht auch einen Theil der Tertiärzeit in sich begreife. Darum sind diese Vorkommnisse nicht entscheidend für die Beurtheilung des heutigen Standes der Dinge, und dieser kann nur an den lebenden Riffen ermessen werden.

Darwin hat das regere Leben an der Aussenseite der Riffe sehr wohl gekannt, und Dana sagte sogar, ein Korallenriff sei eine Kalkplatte mit lebendem Rande. Nichtsdestoweniger geht aus den neuen Beobachtungen hervor, dass die Bedeutung der Strömungen, welche Nahrung zuführen, noch grösser ist, als Darwin und Dana voraussetzten. Sie können allein kleinere Kranzbauten veranlassen; dies zeigen die kleinen Atolls von Florida, aber hieher dürften auch z. B. jene kleinen Atolls zu rechnen sein, welche von Darwin auf Mahlos Mahdu, Malediven, beschrieben worden sind, und welche in ihrer gemeinsamen Anordnung die grösseren Ringe bilden. Auch die kleinen becherförmigen Gebilde von Serpulitenkalk von den Bermudas können hier genannt werden. Aber Al. Agassiz hat selbst ausdrücklich die Schwierigkeit

anerkannt, Lagunen von grösserer Tiefe ohne eine Aenderung des Niveaus zu erklären.[27] Semper hat selbst in einem Profil über Babelthaub, die grösste der Palau, die Tiefe der Lagune mit 50—60 Faden beziffert, und zahlreiche Peilungen in Lagunen erreichen diese Ziffern. So tief vermögen allen bisherigen Angaben zufolge die riffbauenden Korallen durchaus nicht zu leben.

Diese Schwierigkeit steht daher allen seit Darwin und Dana aufgestellten Ansichten entgegen, und damit bleibt einer der wichtigsten Gründe für die sogenannte Senkungstheorie in voller Kraft. Diese Theorie mochte darum Anstoss erregen, weil die Möglichkeit nicht einzusehen war, wie ein so ausgedehnter Theil der Erdoberfläche sich so langsam und gleichförmig senken könnte, und weil wirklich, wie schon Ross hervorhob, mitten zwischen den angeblich gesenkten Inseln einzelne scheinbar gehobene Tafelstücke stehen. Aber diese Voraussetzung verliert ihre Fremdartigkeit, sobald angenommen wird, dass nicht die Erde, sondern das Meer der veränderliche Theil ist.

Freilich scheint mir bis heute jede auch nur annähernde Angabe über das bisherige Ausmass des positiven Uebergewichtes der oscillirenden Bewegung unthunlich. Die Tiefe der Lagunen bedingt positive Bewegung, aber ein weiter Abstand besteht zwischen den 40—60 Faden Tiefe einer Lagune, welche allerdings bis zu unbekannter Tiefe aufgefüllt sein kann, und den sehr beträchtlichen Tiefen, welche zwar nicht allenthalben, aber doch an vielen Stellen in der unmittelbaren Nähe der Korallenbauten gelothet worden sind, und welche sehr steile Gehänge verrathen.

Dass die Atolls auf felsigem Unterbaue stehen, ist niemals geläugnet worden. Darwin's Darstellung der Beziehungen des Wallriffes zum Atoll und die vielen sichtbaren Spitzen vulcanischer Berge lehren dies.

Murray hat gezeigt, wie gross die Menge der kalkschaligen pelagischen Organismen in gewissen Theilen des Meeres ist, wie die Gehäuse der abgestorbenen Individuen einem Regen gleich zu Boden sinken, in grossen Tiefen durch die im Meere vorhandene Kohlensäure gelöst werden, in den mittleren und geringeren Tiefen aber sich anhäufen. Ich glaube jedoch, dass diese Art des Sedimentes nur in seltenen Fällen einen sehr wesentlichen Antheil

an dem Unterbau der Atolls erreichen mag. Diese Uebermantelung unterseeischer Gebirge mit Kalkstein ist wenig geeignet, die vereinzelten Atolls in der Mitte des Weltmeeres zu erklären, und die vorhandenen vulcanischen Kegel würden auf diesem Wege wohl nur gar selten bis in die Zone des Korallenbaues heraufwachsen. Um so glücklicher erscheint mir der gelegentliche Hinweis Murray's auf Graham Island (Insel Julia oder Ferdinandea).

Diese Insel wurde im J. 1831 SW. von Sicilien als ein Aschenkegel aus einem 100 Faden tiefen Meere aufgeschüttet. Die Brandung nagte an dem losen Haufwerke; schon nach wenig Monaten war ein grosses Stück abgestürzt und im Innern der mit Schlacke und Asche erfüllte Schlot sichtbar. Das Meer setzte seine Arbeit fort, und nach kurzer Zeit war nichts mehr vorhanden als eine Untiefe, welche, der nagenden Wirkung der Brandung entzogen, sich durch lange Zeit behauptet hat. Dann ist eine Haftstelle erzeugt, auf welcher Korallen in der ihnen entsprechenden geringen Tiefe sich ansiedeln mögen. Dann mögen alle jene Umstände eintreten, welche Semper, Rein und Murray schildern, insbesondere die Bevorzugung der Individuen, welche an dem Rande des Kranzes stehen.

Aehnliche Voraussetzungen mögen vielleicht für vereinzelte, kleine Guano-Inseln gelten, welche gegen die Mitte des pacifischen Oceans liegen. Man hat allerdings auf mehreren derselben, wie Jervis, M'Kean und Hero, negative Bewegung vorausgesetzt; diese Vermuthung gründet sich aber nur auf das Vorkommen von Gyps in der Lagune unter dem Guano.

Jervis Isl. (0° 22′ s. Br., 159° 58′ w. L.) wurde von Hague untersucht. Aus einem umgebenden Fransenriffe erhebt sich ein ringförmiger Wall zu + 18 bis 28 Fuss. Die Ebene innerhalb des Ringes liegt in + 7 bis 8 Fuss; sie besteht aus einer Lage von Gyps, auf welcher Guano liegt. An der tiefsten Stelle ist Gyps und Kochsalz vorhanden.[28]

Dagegen schreibt Dixon von Malden Isl. (4° 2′ s. Br., 154° 58′ w. L.), dass das Seewasser durch das Riff selbst in die Lagune sintert und dort verdampft; nur bei tiefem Niederwasser tritt Rückfluss ein. Die seltenen, aber heftigen Regen tragen das Kochsalz aus der Lagune und der Gyps bleibt zurück. Der Wall erreicht

+ 21 Fuss. Es sind alte Küchenreste vorhanden und mehrere concentrische Blockreihen hintereinander an der Nordseite und an der Südseite, welche dem Ufer parallel sind und durch besonders heftige Bewegungen der Wogen aufgehäuft wurden.[29]

Ausser den Stürmen mögen auch die seismischen Wogen, welche von Zeit zu Zeit über den Ocean reisen, ihre Spuren zurücklassen. Die negativen oder positiven Anzeichen an diesen vereinzelten Punkten können wohl dermalen nicht als sichergestellt gelten.

Es ergibt sich jedoch aus dem Gesagten, dass der Unterbau der Koralleninseln von verschiedener Beschaffenheit und auch von verschiedenem Alter ist. Die Vulcane sind immer noch thätig, und fortwährend können neue Haftstellen geschaffen werden. Aber diese Ansiedlung auf den Gipfeln einzelner Aschenhaufen kann doch nur für einen Theil der Korallenbauten die richtige Voraussetzung sein. Manche sieht man altem Festlande aufgesetzt, aus anderen ragen die erodirten Gipfel vulcanischer Felsmassen hervor, welche zeigen, dass nicht nur lose und vereinzelte Aschenhaufen gebildet wurden. Die tiefe Ausfurchung dieser Gipfel mag immerhin von Dana auch als ein Anzeichen positiver Bewegung angeführt werden. Der Umstand, dass in dem atlantischen Gebiete die Inseln nach geraden, im pacifischen aber nach bogenförmigen Linien geordnet sind, ist tief in der Structur des Erdkörpers begründet (II, S. 261); er gilt für Bruchstücke gefalteter Cordilleren, wie für vulcanische Linien und auch für die Anordnung der Korallenbauten. Die vulcanische Linie von Fernando Pô ist geradlinig, und die Linien der Korallenbauten der Malediven und Lakkediven sind es auch. Im W. pacifischen Meere reihen sich die Inseln alle nach Bogen, welches auch ihre Zusammensetzung sei. Dies beweist, dass in den Korallenbauten die Anlage sichtbar wird, nach welcher die Höhen unter dem Meere vertheilt sind, oder, mit anderen Worten, dass durch den Korallenbau eine Isohypse der Gebirge der Tiefe projicirt ist auf die Meeresfläche. Dies ist aber eine wichtige Unterstützung der Meinung, dass sie unter positivem Einflusse heraufgewachsen sind, und nichts deutet an, dass die Spitzen und Kämme dieser unterseeischen Gebirge von gleicher Höhe seien. So ganz hinfällig auch die Gründe sein mögen, auf welche hin Darwin und Dana die beiläufige

Schätzung der Mächtigkeit solcher Bauten versucht haben, muss doch erwähnt werden, dass die hiebei erlangten Ziffern von 1150, 1750 bis 2000 Fuss noch weit innerhalb der Mächtigkeit jener geschichteten Massen von Kalk und Dolomit liegen, welche während der Zeit des Plattenkalkes allein, d. i. einer oberen Abtheilung des Keupers, in beträchtlichen Theilen der Alpen niedergelegt worden sind. Mindestens für den letzten Theil des Plattenkalkes aber scheint mir die Oscillation mit positivem Uebergewichte sichergestellt.

Oscillationen sind es, welche Rink von den Nikobaren, Junghuhn und Richthofen an dem Riffe von Udjong-Tjï-Laut-örön an der Südküste Javas, Drasche bei Paracali an der Ostküste von Luzon genau beschrieben haben. Ein todtes Riff ragt in den beiden letzten Fällen hervor, vom Lande getrennt durch eine Fläche von Korallensand; ausserhalb des todten lebt heute ein junges Riff in der Brandung.[30] Auch alle die bis 100 M. aufragenden Tafelstücke von todtem Korallenfels bis hinaus zu der entlegenen Insel Henderson halte ich für die Spuren älterer Oscillationen. Leider liegen uns von keinem dieser oceanischen Tafelstücke genaue Untersuchungen der organischen Reste vor. Im atlantischen Meere, ausserhalb des Gebietes der Riffe und nördlich von demselben, wurden unter ähnlichen Verhältnissen auf den Azoren und in Madeira Sedimente blossgelegt, welche der ersten Mediterranstufe, also einem älteren Gliede des Miocän, zugezählt werden. Sie liegen in Madeira (32° 43′ n. Br.) viel höher als die pacifischen Tafelstücke, nämlich bis 1350 Fuss. (I, S. 373.)

Darwin ist zu weit gegangen, indem er aus dem Erscheinen von Fransen-, Wallriffen oder Atolls Regionen der Hebung von solchen der Senkung auszuscheiden versuchte; Dana hat dies bereits bemerkt. Aber auch Dana's Versuch, Gebiete der höchsten Senkung nach der Grösse und der Zahl der Atolls zu bestimmen, beruht nicht auf sicherer Grundlage. Dagegen meine ich so wie F. v. Richthofen, trotz der höchst dankenswerthen Aufklärungen, welche die neueren Beobachtungen gebracht haben, den Grundgedanken der Senkungstheorie, nach welchem die grösseren Korallenbauten unter dem Einflusse einer weit verbreiteten, überwiegend positiven Oscillation des Strandes aufgebaut worden sind, auch heute als richtig anerkennen zu sollen.[31]

Diese Bewegung muss, wenn sie fortdauert, doch so langsam erfolgen, dass sie sich der Messung entzieht, und dass sogar kleinere Bauten, wie Tortugas, die kleinen Kränze auf Mahlos Mahdu und Andere, zu Stande kommen können, ohne irgend eine solche Einwirkung zu verrathen.

Es ist also begründet, zu sagen, dass diese Riffe unter überwiegend positiver Bewegung aufgebaut worden sind, und diejenigen, welche behaupten, dass heute keinerlei Bewegung erfolgt, sind auch insoferne der Wahrheit nahe, als solche Bewegung wirklich nicht nachweisbar ist.

Zu wiederholten Malen ist behauptet worden, dass Darwin's Ansichten nicht im Einklange stehen mit den Erfahrungen über das Vorkommen von Korallen in alten Meeresablagerungen. In der That habe ich Gelegenheit gehabt, alle bedeutenderen und berühmten Korallenvorkommnisse in den Gosauablagerungen, im Eocän von Cormons, sowie im Oligocän von Crosara und Castel Gomberto kennen zu lernen, und habe trotz des Reichthums und der Mannigfaltigkeit der Korallen wohl zuweilen recht grosse einzelne Stöcke, aber an diesen Stellen nirgends etwas gesehen, was man einen festen Korallenbau nennen könnte. Die Stücke liegen gehäuft mit Conchylien in Tuff oder Mergel, stets in einem klastischen Sediment. Weil sie in lockerem Sediment liegen, sind sie leicht aufzusammeln; darum gelangen sie in Menge in die Sammlungen, und so entsteht der Ruf dieser Fundorte. Korallenbauten müsste man im harten Kalkstein suchen. In diesen jüngeren Formationen kenne ich auch keine Massen von Kalkstein, welche als Korallenbauten im eigentlichen Sinne des Wortes bezeichnet werden könnten. Hieraus folgt aber nichts Anderes, als dass in jenen Zeiten die Bedingungen zu solchen Bauten in Europa nicht vorhanden waren.

In der rhätischen Stufe gibt es mergelige Bänke, welche Korallen geliefert haben, und die rhätische Zone der Südalpen weist Arten wie *Convexastraea Azzarolae, Thamnastraea Meriani* und *Astraeomorpha Bastiani* auf, welche in den Nordalpen gleichfalls vorkommen.[32] Diese im Mergel begrabenen Arten bilden aber auch keine Korallenbauten. Um zusammenhängende Massen zu sehen, muss man den unterliegenden oder auch eingeschalteten

lichten Lithodendron-Kalkstein aufsuchen; hier mag man 15 bis 20 M. mächtige und vielleicht noch mächtigere Massen sehen, welche wirklich im Wesen aus den cylindrischen Stäben der Lithodendren zusammengesetzt sind, aber auch sie haben, so weit ich Gelegenheit gehabt habe, sie zu verfolgen, mehr die Beschaffenheit von grossen Bänken als von stockförmigen Bauten. Die Anordnung in Bänke ist die herrschende, und die Aehnlichkeit mit den Bänken von Sombrero oder der Ueberrindung des Kalkschlammes der Florida Bay durch Korallenbau ist nicht zu verkennen. Es ist jedoch aus diesen alten Sedimenten mit Bestimmtheit zu entnehmen, dass auch Dolomit in solchen Bänken unmittelbar aus dem Meere als solcher abgelagert worden ist. Agassiz berichtet, dass der feine Kalkschlamm die Korallen erstickt und tödtet. Man findet am Osterhorn Korallen in lichtem Dolomit, und dunkler Dolomit ist von oben in die Kelche eingedrungen.[33]

Die Bildungen der Gegenwart, welche den Riffen Süd-Tyrols am nächsten stehen, dürften daher die älteren Tafelstücke sein, welche heute aus der Mitte der jungen Kränze aufragen, aber es ist kein Anhaltspunkt dafür vorhanden, dass sie in Süd-Tyrol von ähnlichen Kränzen umgeben gewesen seien. Mit Ausnahme jener Stellen, an welchen Wechsellagerung mit benachbarten Tuffen angegeben wird, und wo es sich nur um unterbrochene Kalkbildung zu handeln scheint, sind sie Inseln gewesen.

6. Uebersicht. Es sind nur sehr wenige von den merkwürdigen Zügen erwähnt worden, welche die Geschichte der Tertiärzeit darbietet. Gegen den Schluss der cretacischen Epoche, aber noch innerhalb derselben, beginnt eine ausserordentliche Verminderung des Umfanges der Meere. In der Mitte des centralen Mittelmeeres und in der Sahara sieht man ihre Spuren nicht; dort folgen in ununterbrochener Reihe marine Sedimente. Aber ringsum erfolgen grosse Trockenlegungen, und die Süsswasserschichten, welche bis in die garumnischen Bildungen zu beiden Seiten der Pyrenäen und im unteren Rhônethal, sowie in die gleichzeitigen liburnischen Bildungen an der nördlichen Adria vordringen, zeigen, wie gross die negative Bewegung war, und verrathen die Aehnlichkeit mit jenen Umständen, unter welchen die Jura-Epoche ihren Abschluss fand. Das tertiäre Meer tritt unter wiederholten Schwan-

kungen vor; im Oligocän erfolgt eine vorübergehende Verbindung Europas mit dem hohen Norden an der Ostseite des Ural; dann tritt immer deutlicher jene Reihe von Vorgängen hervor, durch welche das alte centrale Mittelmeer eingeengt und zertheilt wird. Die Verbindung mit Indien wird aufgehoben. Dann geht für das Mittelmeer Iran verloren, Turkistan, Kleinasien und der NW. Saum der Alpen; es wird die Verbindung der sublitoralen Fauna mit Westindien unterbrochen. Dann wird das sarmatische Gebiet abgetrennt; endlich geht nicht nur die aralokaspische Region sammt S. Russland, sondern auch das Donauthal verloren; es tritt eine Zeit der Erosion von Thälern ein, und die pontischen Cardien sind im Stande sich auszubreiten bis in das Rhônethal. Dies ist die Zeit der äussersten Einengung; der Strand steht tiefer als heute. Dann steigt der Strand wieder auf und steht zur Zeit der nordischen Gäste höher als der heutige. Einbrüche erweitern den Umriss des Meeres und der heutige Zustand der Dinge wird hergestellt. Das jetzige Mittelmeer ist der Rest des Oceans, welcher in der Richtung der Parallelkreise die halbe Erde umfing bevor der atlantische Ocean ausgestaltet war.

Einige Meerestheile behaupten sich unterdessen, ohne dass ihre Verbindung mit ausgedehnteren Ablagerungen kennbar wäre, im südlichen Randgebiete der Nordsee, hauptsächlich im nördlichen Deutschland und im südöstlichen England (I, S. 377); dem ganzen Norden des atlantischen Ufergebietes aber, zugleich dem Norden der amerikanischen Küste bis etwa zum 40. Breitegrade, fehlen tertiäre Meeresbildungen. Nördlich von den Lofoten beginnt, wie die Verbreitung der mesozoischen Meere lehrt, ein Gebiet, welches weit mehr Annäherung an pacifische als an atlantische Verhältnisse zeigt, und die tertiäre Conchylienfauna, welche ein vorübergehendes Eintreten des Meeres über Spitzbergen bis Ost-Grönland verräth und dort die pflanzenführenden Schichten begleitet, wird vielleicht über Nuláto am unteren Yukon mit dem pacifischen Meere in Verbindung gestanden sein. Hierüber fehlen bis heute genauere Berichte.

Die nordamerikanische Küste südlich von 40° n. Br. bietet bis weit gegen Süden eine regelmässige Folge von marinen Tertiärschichten über der Kreide; aber auch hier tritt eine Lücke ein.

Gewisse höhere Theile der tertiären Serie sind nicht sichtbar, dafür erscheint übergreifend eine sehr junge Meeresbildung, und auch hier ist zu vermuthen, dass in einer späteren Phase der Tertiärzeit der Strand tiefer, in einer darauffolgenden Phase jedoch höher stand als heute.

Das caraïbische Meer verräth durch das Eintreten europäischer Elemente in verschiedene Meeresfaunen, bis in die Zeit der ersten Mediterranstufe herauf, dass auch hier ein Rest jenes grossen, einst im Sinne der Parallelkreise quer über das heutige atlantische Gebiet sich erstreckenden Oceans vorhanden ist. Nun sieht man auch, dass jene beiden Theile der atlantischen Umrisse, an welchen ausnahmsweise der pacifische Bau eintritt, nämlich die Cordillere der Antillen und das gebeugte Gebirgsstück bei Gibraltar, die Strecken bezeichnen, an welchen vor Zeiten der alte Ocean, das centrale Mittelmeer Neumayr's, lag.

Im Innern der Vereinigten Staaten ist die negative Phase, welche die cretacische Transgression abschliesst, durch die Laramiestufe vertreten. Grosse Süsswasserseen bestehen dort während der verschiedenen Stufen der Tertiärformation.

Der patagonische Rand des atlantischen Meeres zeigt, dass ausgedehnte Ablagerungen des Binnenlandes, wechselnd mit zwei marinen Einschaltungen, hier an das Meer treten, und dass das Ufer zu Zeiten viel näher an den Cordilleren, zu anderen Zeiten östlich von der heutigen Küste lag. Die zweite Transgression reicht nicht so weit wie die erste, aber es folgt eine dritte Meeresbildung, die querandinische Stufe, mit sehr junger Fauna, gegen Süden zu immer grösseren Höhen ansteigend. Zwischen dieser querandinischen Stufe und der letzten tertiären Meeresbildung befindet sich eine grosse Lücke, grösser, soweit eine Vermuthung gestattet ist, als in N. Amerika und weit grösser als in Europa, aber im Allgemeinen gelangt man auch hier zu dem Ergebnisse, dass in einem späteren Abschnitte der Tertiärzeit der Strand tiefer, und dass er in einer noch späteren Zeit höher stand als heute.

Die Tertiärablagerungen Chiles, über welche Philippi lehrreiche Mittheilungen gemacht hat, habe ich trotzdem nicht gewagt in Vergleich zu ziehen, und was über die Zunahme der Höhe der

querandinischen Stufe gegen Süden erwähnt worden ist und in Chile in ähnlicher Weise sich wiederholt, soll erst an einer späteren Stelle in Betracht gezogen werden. Ueberhaupt habe ich mich genöthigt gesehen, auf eine Erörterung der tertiären Ablagerungen des pacifischen Gebietes, sowie ihrer Fortsetzung an dem eurasiatischen Südrande in Java und Sumatra, am Indus und am persischen Busen zu verzichten, hauptsächlich wegen der Lückenhaftigkeit der Erfahrungen.

Innerhalb des atlantischen und indischen Gebietes tritt im östlichen Brasilien auf eine ansehnliche Strecke die Kreide an das Meer heraus, ohne von einem tertiären Saume begleitet zu sein; das Meer berührt unmittelbar einen, wenn auch unterbrochenen cretacischen Saum von Piauhy bis Bahia und wahrscheinlich bis zu den Abrolhos. Dasselbe sieht man an der afrikanischen Westküste von den Elobi-Inseln bis Mossamedes. Ebenso treten cretacische Meeresbildungen ohne tertiären Saum in Natal an das Meer. Ebenso in dem NW. Theile Indiens, am Narbada, und vor der Mündung des Narbada ist sogar die kleine Insel Perim von tertiärem Sand und Geschiebe mit Resten von Dinotherien, Mastodonten und Giraffen gebildet, offenbar einer fluviatilen Ablagerung. Ebenso tritt bei Pondichery Kreide an das Meer ohne einen tertiären Saum. Diese Uferstrecken sind allenthalben von noch längeren Strecken begleitet, an welchen weder cretacische, noch tertiäre, sondern viel ältere Gesteine das Meeresufer bilden, so im südlichen Brasilien bis über Rio Grande do Sul, in Afrika auf unbekannte Entfernungen, in Indien vom Narbada bis Cap Comorin und von Pondichery bis an die Mündungen des Ganges. Der Cuddalore-Sandstein im SW. Indien scheint viel jüngeren Ursprungs zu sein.

Diese, soweit die heutigen Beobachtungen mir bekannt sind, durch den Mangel einer tertiären Aussenzone bezeichneten Uferstrecken liegen zumeist in niedrigen Breiten und bilden einen Gürtel in dem atlantischen und indischen Gebiete.

Die Koralleninseln der Gegenwart weisen an vielen Orten verlassene Strandlinien und trockenliegende Tafelstücke auf; es ist ein Gebiet ausgedehnter, höchst gleichförmiger Schwankungen der Strandlinie, und die oceanischen Bauten wurden unter positivem Uebergewichte zum Meeresspiegel heraufgeführt. In Florida

wurde der Sockel der Keys durch Anhäufung unter dem Einflusse einer Strömung erzeugt. Die heutige Fortdauer einer positiven Phase ist weder aus den lebenden Riffen, noch aus Messungen erweisbar.

Mit der Erwähnung der querandinischen Stufe ist die jüngste erkennbare Transgression berührt worden; die Korallenbauten sind das Ergebniss von Vorgängen, welche aus einer vergangenen oder jüngstvergangenen Zeit in die Gegenwart hereinreichen. Nun bin ich genöthigt, die historische Folge der Darstellung zu unterbrechen, um einige besondere Vorkommnisse, nämlich die Strandmarken des Nordens und die vielbesprochenen Spuren des Meeres an dem Serapis-Tempel bei Puzzuoli zu prüfen. Dann kommt das abweichende Verhalten unvollkommen abgetrennter Meerestheile, und zwar der Ostsee und des Mittelmeeres in Betracht und dann erst soll zu der jüngsten Transgression zurückgekehrt werden.

Anmerkungen zu Abschnitt VII: Tertiäre Meere und junge Kalksteinbildungen.

[1] Nur die zusammenfassende Schrift von Ph. Matheron: Note sur les dépôts crétacés lacustres et d'eau saumâtre du Midi de la France; Bull. soc. géol. 1875/76, 3. sér., IV, p. 415—428, mag hier genannt sein.

[2] Croisiers de Lacvivier, Ét. géol. sur le Dép. de l'Ariège; Ann. sc. géol. 1884, XV, p. 1—293, insbes. p. 250.

[3] L. Roule, Rech. s. l. Terrain fluvio-lacustre infér. de la Provence; Ann. sc. géol. 1885, XVIII, insb. p. 129.

[4] G. Stache, Die liburnische Stufe; Verh. geol. Reichsanst. 1880, S. 195—209; ders.: Ueber das Alter von bohnerzführenden Ablagerungen am ‚Monte Promina' in Dalmatien; ebendas. 1886, S. 385—387, u. a. and. Ort.

[5] C. A. White, The Chico-Téjon Series; Bull. U. S. geol. Surv. 1885, N° 15, p. 11 bis 17; R. A. Philippi, Ueb. die Verstein. der Tertiärform. Chiles; Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. 1878, 3. Folge, III, S. 674—684; bei Quiriquina treten *Plesiosaurus, Baculites, Trigonia* in diesen Schichten auf.

[6] K. Zittel, Beitr. z. Geol. und Paläont. der Libyschen Wüste; 4°, Cassel, 1883, S. XC.

[7] A. Andreae und W. Kilian, Briefwechsel über das Alter d. Melanienkalkes und die Herkunft des Tertiärmeeres im Rheinthale; Mitth. Commiss. f. geol. Landesuntersuch. v. Elsass-Lothringen, 1885, I.

[8] C. L. Griesbach, Fieldnotes from Afghanistán: N° 3, Turkistán; Rec. Geol. Surv. Ind. 1886, XIX, p. 257, und dess.: Fieldnotes N° 5, to accompany a geol. Sketch-Map of Afghanistán and N. E. Khorassan; ebendas. 1887, XX, p. 100.

[9] Iwanow, Geol. Karte des Stawropol'schen Guberniums; Gornoi Journal, 1887, N° 7.

[10] Aug. Heilprin, Contrib. to the Tertiary Geol. and Pal. of the Un. States; 4°. Philad., 1884, Karte; für die mitteltertiären Vorkommnisse auf N. Jersey ders.: Proc. Acad. nat. Sc. Philad. 1886, p. 351, ferner dess. Explorations on the W. Coast of Florida and in the Okeechobee Wilderness; Wagner, Free Inst. of Sc., 8°, Philad., 1887; W. H. Dall, Notes on the Geol. of Florida; Americ. Journ. Sc. 1887, XXXIV, p. 161—170.

[11] T. A. Conrad, Catalogue of the Mioc. Shells of the Atlantic Slope; Proc. Acad. Nat. Sc. Philad., 1862, p. 559.

[12] Informe ofic. de la Comis. cientif. agreg. al Expedic. al Rio Negro b. l'ord. d. General D. J. A. Roca; 4°, Buenos Aires, 1883, III, Geol. por el D. Doering, p. 401—530.

[13] Ch. Darwin, The Structure and Distrib. of Coral Reefs; 2. ed., 8°, 1874; J. D. Dana, Corals and Coral Islands; 8°, Lond., 1872; dess.: Origin of Coral Reefs and Islands; Amer. Journ. Sc. 1885, 3. ser., XXX, p. 89—105 und 169—191.

[14] J. C. Ross, Review of the Theory of Coral formations set forth by Ch. Darwin etc.; Natuurk. Tijdschr. voor Nederl. Indië, Batavia, 1855, VIII, p. 1—43; H. Forbes, Notes on Keeling Isl.; Proc. geogr. Soc. 1879, p. 777 u. folg.

[15] C. Semper, Die Riffe und das Leben im Meere; Zeitschr. f. wiss. Zool. 1863. XIII, S. 563—569; abgedruckt in dess.: Die Philippinen und ihre Bewohner, 8°, Würzb.

1869, S. 100—109; dess.: Die natürl. Existenzbedingungen der Thiere, 8°, Leipzig, 1880, II, S. 39—93 und 261; J. J. Rein, Beitr. z. phys. Geogr. d. Bermuda-Inseln, Bericht üb. d. Senckenb. naturf. Ges., Frankfurt a. M., 1869/70, S. 140—158; ders.: Die Bermudas-Inseln und ihre Korallenriffe, nebst einem Anh. geg. die Darwin'sche Senkungstheorie; Verh. d. I. deutsch. Geogr.-Tages zu Berlin, 8°, 1882, S. 29—46; J. Murray, On the Structure and Origin of Coral Reefs and Islands; Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1879/80, X, p. 505—518.

16 J. Lorié, Foss. Mollusken von Curaçao, Aruba und der Küste von Venezuela; Samml. geol. Reichsmus., Leyden, 1887, 2. ser., I, p. 111—149, Taf.

17 Al. Agassiz, The Tortugas and Florida Reefs; Mem. Americ. Acad. Sc.; Centennial Volume, Cambridge, 1885, XI, p. 107—133, Karten.

18 W. A. Crosby, On the elevated Reefs of Cuba; Proc. Boston Soc. nat. hist. 1882/83, XXII, p. 124—130; die Stufen von Kalkstein liegen in 30 Fuss, 200—250 Fuss und 500 Fuss; sogar der gänzlich verschiedene Kalkstein des Yunque in 1800 Fuss wird in Betracht gezogen.

19 Sawkins, Rep. on Jamaica, I, p. 261; Cleve, Geol. West-Ind. Isles, p. 21; Al. A. Julien, On the Geol. of the Key of Sombrero; Ann. Lyceum Nat. Hist. New-York, 1867, VIII, p. 251—278, Taf.

20 S. P. Sharples, Turks Isl. and the Guano Caves of the Caicos Isl.; Proc. Boston Soc. Nat. Hist. 1884, XXII, p. 242—252.

21 R. J. Nelson, On the Geol. of the Bermudas; Trans. geol. Soc., 2. ser., V, p. 103; Rein, a. ang. Ort.; J. M. Jones, Recent Observ. in the Bermudas, Nature, Aug. 1, 1872, p. 262; Wyv. Thomson, The Atlantic, 8°, London, 1877, I, p. 290—357; W. N. Rice, The Geol. of Bermuda in Jones and Goode, Contrib. to the Nat. Hist. of the Bermudas, I (Bull. U. S. Nat. Mus. N° 25), 8°, Washington, 1884, p. 1—32.

22 Capt. F. W. Beechey, Narrat. of a Voy. to the Pacific and Beerings Straits; 4°, London, 1831, I, p. 55—48 und 187.

23 Semper, Existenzbedingungen, II, S. 76.

24 H. B. Guppy, Suggestions as to the Mode of Formation of Barrier Reefs in Bougainville Straits, Solomon Group; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales for 1884, IX, Sydney, 1885, p. 949—959, Taf.

25 Capt. Chambeyron, Note relat. à la Nouv. Calédonie; Bull. soc. géogr. 1875, 6. sér., IX, p. 566—586; W. B. Clarke, On the geol. of the Isle of Lafû; Quart. Journ. geol. Soc. 1847, III, p. 61—64; B. Balansa, Nouv. Calédonie: les Iles Loyalty; Bull. soc. géogr. 1873, 6. sér., V, p. 521—534; Grundemann, Peterm. Mitth. 1870, XVI, S. 365 bis 369. Chambeyron gibt im Texte Lifu mit 90 M., in der Figur mit 60 M. an; die erste Angabe entspricht jenen anderer Beobachter.

26 Dana, Coral Islands, p. 193, 357; Ribourt, Obs. géol. sur Tahiti et les Iles basses de l'Archip. des Paumotus; Bull. soc. géogr. 1878, 6. sér., XVI, p. 35.

27 Al. Agassiz, a. ang. Ort. p. 121.

28 J. D. Hague, On the Guano Isl. of the Pacific Ocean; Amer. Journ. Sc. Arts, 1862, 2. ser., XXXIV, p. 224—243, insb. p. 230.

29 W. A. Dixon, Notes on the Meteorol. and Nat. Hist. of a Guano Island; Journ. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 1878, XI, p. 165—175.

30 H. Rink, Die Nikobar. Inseln; kl. 8°, Kopenhag., 1847, S. 82 u. folg.; Junghuhn, Java, III, p. 1442; Richthofen, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1874, XXVI, S. 240; Drasche, Luzon, 62 und Fig. 14.

31 F. v. Richthofen, Führer f. Forschungsreisende, S. 406 u. folg.

32 Reuss, Ueber einige Anthozoen der Kössener Schichten und der alpinen Trias; Sitzungsber. Akad. Wien, 1864, L, S. 153—168.

33 Vgl. Anmerkung 10 des vorhergeh. Abschnittes für das Ersticken der Korallen.

ACHTER ABSCHNITT.

Die norwegischen Strandlinien.

Von Tjoalma Vagge zum Meere. — Vom See von Torneå zum Meere. — Eisbewegung gegen das Gefälle der Thäler. — Entstehung der Glintseen Lapplands. — Alte Strandlinien der Fjords. — Entstehung der Seter. — Vergleich mit Grönland. — Denkmäler des zurückweichenden Eises.

1. Von Tjoalma Vagge zum Meere. Die Küsten des nördlichen Norwegen sind streckenweise von langen Terrassen oder von in den Fels gegrabenen Strandfurchen begleitet. Die Frage nach der Entstehung dieser Stufen und Furchen drängt sich jedem Beschauer der Landschaft auf. Seit L. v. Buch's denkwürdiger Reise im Anfange dieses Jahrhunderts und seit Bravais' Angaben über das Ansteigen der Strandlinien im Altenfjord ist über diese Vorkommnisse eine umfangreiche Litteratur erstanden. Die Strandlinien in ihren verschiedenen Gestalten sind nicht die einzige Erscheinung, welche hier fesselt; es gesellt sich hiezu die kaum weniger umstrittene Frage nach der Entstehung der Fjords. Ein Blick auf die Karte lehrt, dass unverkennbare Beziehungen bestehen zwischen den lappländischen Glintseen und einzelnen der Thäler, welche gegen Westen in die Fjords münden; einzelne dieser Seen haben sogar thatsächlich ihren Abfluss gegen das atlantische Meer. Diese Umstände zeigen, dass es nicht möglich ist, zu einem sicheren Schlusse über das Wesen der Erscheinungen am Ausgange eines Fjords zu gelangen, ohne sein gesammtes Thalgebiet von der heutigen Wasserscheide bis zum Meere zu kennen.

Es ist bereits gesagt worden, dass ich zu dem Versuche, den Zusammenhang dieser Erscheinungen zu überblicken, die Thäler gewählt habe, deren Abflüsse sich in dem Maals Elv vereinigen

und N. vom 69.° n. Br. durch ein langes Aestuarium in den Fjord von Malangen münden. (II, S. 73.) Ich will nun versuchen, nach einem Blicke auf die Karte (Taf. VII), von den beiden erreichten Punkten der Wasserscheide absteigend, die Beschaffenheit der Thäler und die Erscheinungen am Meeresstrande zu besprechen.[1]

Drei Hauptthäler vereinigen ihre Wässer zur Bildung des Maals Elv, nämlich die Thäler des Ruosta, des Divi und des Bardo Elv.

Der östlichste Wasserlauf, der Ruosta, ist der Abfluss des Glintsees Ruosta Jaure; er fliesst anfangs in leichtem Bogen gegen NW. und WNW., durchströmt am Fusse des Ruostafjeld (II, Fig. 6, S. 74) den Lille Ruosta-Vand, und man sieht, dass von diesem See an der Lauf des Maals Elv, so lange er die westliche Richtung beibehält, als die Fortsetzung des Ruosta zu betrachten ist. Ueber den Bug des Maals Elv hinaus aber ist die Richtung des Ruosta in unverkennbarer Weise fortgesetzt durch den langgestreckten See Ands-Vand (153·7 M.) in den Solbergfjord. Die Wässer des Ruosta sind heute abgelenkt und strömen durch den unteren Maals Elv in den Malangenfjord.

Der mittlere Fluss, der Divi, steht durch ein rechtseitiges Nebenthal, das Skakterdal, in Verbindung mit der Hochfläche Tjoalma Vagge, und es scheint nach jener Richtung keine scharfe Wasserscheide gegen den Glintsee Tjoalma Jaure zu bestehen. Sehr auffallend sind an der linken Seite des Divi zwei Thäler, welche ein entgegengesetztes, gegen SO. gerichtetes Gefälle besitzen und in scharfem Buge zum Divi einlenken, nämlich das Thal des Anavandane und des Högskar Elv. Der Divi erreicht bei Oevergaard, nahe unterhalb des Ruosta Vand, den oberen Maals Elv, welcher hier, wie wir sahen, die Fortsetzung des Ruosta ist, und seine Wässer gehen unter fast rechtem Winkel gegen West ab. Aber der gegen NNW. gerichtete Lauf des Divi ist deutlich fortgesetzt in einer Kette grösserer und kleinerer Seen, welche den Fjeld Frösk, Tagvand (220 M.) und Sagelvand (90 M.) umfassen und zum Sörkjösen im Balsfjord, sowie zum Nordfjord in Malangen führen. So wie also der Ruosta abgelenkt und seine Richtung durch eine höher liegende Wasserfläche fortgesetzt ist, so ist auch die Richtung des Divi durch eine Kette höhergelegener Seen fortgesetzt.

Der dritte Fluss, Bardo, besteht aus zwei Stücken. Das obere Stück fliesst gegen NW., und sein höherer Theil bildet den etwa 48 Kilom. langen Glintsee, welcher durch die Verknüpfung des Lönnes Jaure (Lejna Vand) und Alte Vand (516 M.) entsteht. Während diese grosse Wasserfläche, offenbar nur ein ausgeweitetes Flussbett, gegen NW. zum atlantischen Ocean fliesst, befindet sich knapp neben derselben der etwa 16 Kilom. lange Gievdne Jaure mit paralleler Richtung, dessen Abfluss gegen SO. gerichtet ist, also den baltischen Abflüssen der Ueberzahl der Glintseen entspricht; aber dieser Abfluss lenkt doch zum Lönnes Jaure ein, so dass ein scharfer Bogen gebildet wird, ganz wie in den linkseitigen Nebenthälern des Divi. Dieser obere Theil des Bardo nimmt den nach Nord fliessenden Sördal Elv auf, dessen tiefes Bett von der Wasserscheide über dem See von Torneå ausgeht. Bei dem Kirchspiel Bardo endet der gegen NW. strömende obere Theil des Bardo Elv und das Thal nimmt die Richtung gegen NNO. An dieser Stelle befindet sich eine tiefe Einsattlung, welche vom Kirchspiel Bardo gegen West zum Salangen Elv, zum oberen See von Salangen und zum Salangenfjord führt. Der heutige Strom von Bardo aber zieht nach NNO., schneidet, wie wir schon sahen, die Richtung des Ruosta ab, und der untere Maals Elv sammt dem Aestuarium folgt der nördlichen Richtung.

Dieser erste Blick auf die Karte lässt eine Eigenthümlichkeit des Landes erkennen, welche für alle weiteren Darstellungen von entscheidender Bedeutung ist. Es sind hier verschiedene Systeme von Thälern auf einander geprägt. Die Flussthäler finden ihre Fortsetzung in langen Mulden, welche von Seen erfüllt sind und um einige hundert Fuss höher liegen, so der Ruosta zum Solbergfjord, ebenso deutlich der Divi über die Seenkette des Tag Vand zum Balsfjord, vielleicht auch der obere Bardo westwärts gegen Salangen. Ich will sofort sagen, dass diese höher liegenden Mulden, soweit ich sie kennen gelernt habe, durchwegs Stücke von ausgeschliffenen Gletscherbetten sind. Das Eis hat alle Furchen des Gebirges erfüllt und sich in denselben fortbewegt, aber die nachfolgenden strömenden Wässer haben nur einen Theil des Thalsystems der Glacialzeit ausgewählt und nur diesen Theil vertieft. Der andere Theil ist in grösserer

Höhe in der Gestalt vereinzelter Stücke von Seenketten zurückgeblieben.

Auf diese Weise gelangen wir zu der mehr oder minder vollständigen Kenntniss dieser Thalsysteme von verschiedenem Alter und verschiedener Höhenlage. Das älteste, am wenigsten bekannte ist das vorglaciale Thalsystem. Fragmente desselben liegen in Anavandene, Högskar Elv und Gievne Jaure, wo ein Theil des alten Gefälles gegen Südost sich erhalten hat. Seine Furchen wurden vom Eise erfüllt und in einer Art ausgeweitet, welche durch die Richtung und die Stauung des Eises, aber nicht durch das damalige Gefälle der Flüsse bedingt war. So entstand das zweite, das glaciale Thalsystem. Das dritte ist dasjenige, an dessen Ausgestaltung heute noch die Flüsse arbeiten.

Beinahe das ganze Gebiet der hier erwähnten Thäler fällt in das flachgelagerte, alte Tafelland, dessen Beschaffenheit bereits besprochen worden ist. Der Zug von Gabbro und Eklogit, welcher von Lyngen her schräg über das Thal des Maals Elv gegen den Istind in Bardo streicht, scheint gar keinen Einfluss auf die Thalbildung geübt zu haben. Das Tafelland endet gegen Schweden hin mit jenem steilen Abfalle, welcher als der lappische Glint bezeichnet worden ist, und die grossen Seen liegen, als wahre Glintseen, quer auf diesem Abfalle, so dass er mitten über den See von Torneå, quer über Gievne Jaure und Alte Vand läuft. Im oberen Divi greift die alte Unterlage nach Pettersen's Beobachtung etwas weiter gegen Nord; auf Tjoalma Vagge ist der Glint in grosse, bastionenförmige Tafelberge aufgelöst (II, Fig. 7, S. 77), und von da zieht er weiter gegen Ruosta Jaure. Die Lage quer auf dem Glint ist also Regel für diese Seen, mögen sie ihren Abfluss gegen das baltische oder gegen das atlantische Meer abgeben.

Die Bewegung des Eises aber ist allenthalben, wo ich sie kennen zu lernen Gelegenheit hatte, gegen die atlantische Seite gerichtet gewesen. Was weiter im Süden Hörbye und seine Nachfolger aus mühsamen Untersuchungen festzustellen vermochten, nämlich, dass der Scheitelpunkt der Eismassen östlich von der heutigen Wasserscheide lag, das verräth sich hier im Norden auf den ersten Blick, und könnte jemand daran zweifeln, so würde er sofort durch die auffallenden Blöcke des rothen schwedischen Granites überzeugt

werden, welche in ausserordentlicher Menge über den Glint und durch die Pforten desselben über das norwegische Tafelland hingetragen worden sind.

Wir betrachten nun genauer das Land.

Der erste Weg führt von Tjoalma Vagge durch Skakterdal und Divi über die Seenkette des Tag Vand und Sagel Vand zum Balsfjord. Es ist dieselbe Linie, deren höher liegender Theil bereits (II, S. 76) beschrieben ist.

Ein unübersehbares Labyrinth von niedrigen Steinwällen umgibt uns auf der öden Hochfläche von Tjoalma Vagge. Moor breitet sich zwischen ihnen aus und zahlreiche Wasserlachen. Niedrige Rundhöcker von rothem Granit ragen aus dem Schutt hervor und verrathen, dass wir uns auf der Unterlage des Tafellandes befinden. Das ist Moränenlandschaft. Niemand wird sagen, wo hier die Wasserscheide liege zwischen dem baltischen und dem in der Luftlinie nur 77—80 Kilom. entfernten atlantischen Meere. Zur Zeit der Schneeschmelze mag dies Alles überfluthet sein; höhere Steindämme allein werden dann da und dort aufragen und der Wind die Richtung des Abflusses beeinflussen.

Beinahe gespensterhaft erheben sich gegen Nord, West und Südwest die hohen cubischen Massen, in welche der Glint zertheilt ist; wo der Nebel die Umrisse der entfernteren Tafelberge verhüllt, leuchten durch denselben ihre Schneefelder. Den Fuss des nächstgelegenen, des Store Jerta, umgibt eine etwa 15—20 M. hohe Stufe. Ob dieser kleine, gegen das Labyrinth der Steinwälle gekehrte Steilrand den Rand einer zusammenhängenden dauernden Seefläche oder einer vorübergehenden Ueberfluthung andeutet, vermag ich nicht zu entscheiden. (Obere Kante 723·4 M.*)

Eine Kette von Lachen, durch einen Wasserfaden verbunden, zieht gegen die Pforte zwischen den Tafelbergen Store Jerta und Namna. In der mässigen Höhe über der Sohle, in welcher wir die Pforte durchwandern, mag ihre Breite kaum mehr als 800 M. betragen. Dies ist eines der Thore, durch welche das Eis gegen Norwegen eintrat. Heute ist es das Bild eines wenig veränderten Gletscherbettes. Einzelne Bruchstücke der Dämme von Tjoalma Vagge scheinen in die Pforte hereinzureichen; sie lösen sich in nackte, vereinzelte Sandhügel mit ziemlich steilen Hängen auf,

welche in der Pforte umherstehen. Höher oben, an den Hängen der beiden Berge und insbesondere des Namna, sieht man mehrere längere Dämme von Sand, mehr Dünen als Moränen gleichend und ziemlich auffallend thalwärts, d. i. im Sinne des Wasserlaufes geneigt. An einer Stelle des Namna erblickt man fünf oder sechs solcher schräge angelehnter Dämme übereinander. Dies sind die Spuren der letzten Eisbewegung in der Pforte; Hr. Pettersen hat den Store Jerta erstiegen und noch auf seinem Scheitel die rothen Granitblöcke aus Schweden gefunden; es hat also eine Zeit gegeben, in welcher die Pfeiler der Pforte selbst vom Eise überwältigt waren.

In der thalwärtigen Erweiterung und an dem Ausgange der Pforte bedecken Hunderte von Kreisen, 2—4 M. im Durchmesser, den Boden; das ist verhextes Land, ein Tanzplatz der Elfen. So bezeichnet die Volkssage solche Strecken; die Kreise aber werden von Rasen gebildet, welche colonienweise in der Mitte absterbend, gegen aussen sich erweitern, eine neue Art grüner Atolls.[2]

Jetzt haben wir den Store Jerta umgangen; der feinere Schutt und mit demselben die grünen Kreise sind verschwunden und wir stehen auf einem weiten Gletscherbett. In einer kleinen Mulde zeigen sich die ersten verkrüppelten Birken (599·6 M.*); jenseits derselben breitet sich weit die abgeschliffene Fläche aus. Es sind grosse Rundhöcker von Schiefer und Quarzit, und obwohl das ganze Gebirge flach gelagert ist, sieht man heftige örtliche Faltungen in den geschliffenen Felsen. Ueber diese Rundhöcker sind in sonderbar gleichförmiger Weise, fast möchte man sagen in gleichartigen Entfernungen, Blöcke ausgestreut. Die Blöcke bestehen zumeist aus rothem Granit und haben in der Regel die Grösse von etwas weniger als 1 Kubikm. Einzelne sind grösser. Sie liegen auf und zwischen den Rundhöckern, ganz wie das Eis sie niedergelegt hat, und zuweilen genügt der Druck der Hand, um eine schwere Masse von der Kuppe eines Rundhöckers herabpoltern zu lassen. Die Rundhöcker sind an dem Gehänge zu unserer Rechten mindestens noch 100 M. über uns erkennbar.

Auf diesem Theile des Gletscherfeldes sind Sand und kleinere Steinchen selten, und die gleichartige Ausstreuung der Blöcke auf den Rundhöckern entspricht nicht der üblichen Vorstellung von einer Grundmoräne. Während aber hier Alles so frisch und unberührt

aussieht, hat zu unserer Rechten in denselben Felsboden hinein der aus der Pforte hervorgekommene Bach, welcher einstweilen zu dem tosenden Skakter angeschwollen ist, sich bereits eine mehr als 100 Fuss tiefe Schlucht eingesägt.

Mit geringem Gefälle gehen wir auf dem Gletscherboden fort, plötzlich erreicht er sein Ende. Ein niedriger Absturz aus flachgelagertem Quarzit folgt; eine Quelle, dann steiler bewaldeter Abhang bis zur Tiefe des Divithales. Dort in der Tiefe treffen wir den Kegel, welchen der Skakter aus seiner Schlucht hervorgetragen hat, dann den reissenden Divi.

Das Dividal ist ein geradliniges, enges Thal; seine Gesammtlänge beträgt etwa 60 Kilom., die Strecke unterhalb der Mündung des Skakterdal 36 Kilom. Die in den jungfräulichen Wald des Thalgrundes vorgeschobene Hütte Frihedsli (187 M.*) war der willkommene Ausgangspunkt unserer Wanderungen. Hier trafen wir im August blumenreiche Wiesen, herrlichen Birkenwald, Schmetterlinge, während der kurzen Dämmerung sogar Fledermäuse, und nur die geringe Höhe, bis zu welcher der Wald an den Bergen hinaufreicht, mahnt daran, dass wir uns in der Breite des mittleren Grönland befinden. Die Berge, welche das mittlere Dividal umgeben, sind 4000—5000 Fuss hoch (Njunnes Varre gegenüber Frihedsli 1668·6 M.) und das ganze Jahr hindurch mit mehr oder minder ausgedehnten Schneeflächen belegt. Besteigt man den Abhang des Anaskole oberhalb Frihedsli, so zeigt sich, dass beide Thalseiten bis zu einer bestimmten und ziemlich gleichbleibenden Höhe von einer fortlaufenden Schuttlehne gebildet sind; ich schätze ihre Höhe über der Thalsohle auf 200—250 M. In diesem Schutt sieht man auch rothe schwedische Granite; man möchte ihn als eine Randmoräne ansehen, aber nirgends hebt er sich als Damm vom Felshange ab.

Durch die schmale Thalsohle stürmt der Divi Elv. Ich glaube nicht zu viel zu behaupten, indem ich sage, dass seine Wassermenge wohl sechs- bis achtmal so gross ist, als sie ein Thal der Alpen unter ähnlichen Verhältnissen führen würde. Die starken Niederschläge, die grosse Menge von durch den langen Winter angehäuftem Schnee und die Länge des Tages im Sommer erzeugen diese ausserordentlichen Wassermengen und erklären die ungewohnten und grossartigen Wirkungen der Erosion.

Einige Wegstunden unter Frihedsli ist etwas breiterer Thalgrund vorhanden, und hier sind die ersten Niederlassungen. Der Fluss ist von regelmässigen Terrassen begleitet; es stehen zwei, wohl auch drei übereinander. Die Stufen sind ohne allen Zweifel vom Flusse selbst gebildet; dies geht schon daraus hervor, dass Umgehungsterrassen, d. i. stehen gebliebene Inseln von Alluvium, auf älteren Terrassen vorhanden sind. Solche vereinzelte spornförmige Terrassenstücke können nur durch strömendes Wasser, und zwar durch die Verlegung des Flussbettes erzeugt werden. Sie beherrschen durch ihre Lage den nächstgelegenen Thalgrund; mehrere der Höfe sind auf dem Endsporn solcher Umgehungsterrassen erbaut.

Gegen das Ende des Thales tritt der Divi in eine Enge; wir ersteigen zur Linken einen Rücken, im unteren Theile Rundhöcker von Schiefer und Quarzit zeigend, darüber eine Anhäufung von Blöcken, wohl ein Moränenstück, das aber höher liegt als der Thalgrund des Divi; jenseits führt der Weg hinab gegen Overgaard (58·6 M.*), wo der Divi mit dem Maals Elv sich vereinigt; auch hier sind Flussterrassen vorhanden.

Wir kreuzen das tiefgelegene, terrassirte Flussthal und treten in die durch Seen bezeichnete alte Fortsetzung des Divithales gegen den Balsfjord. Dass diese ein Gletscherbett ist, wurde bereits gesagt. Pettersen hat schon erkannt, dass die durch das Dividal herabgelangte Eismasse das heutige Thal des Maals Elv überschritten hat und in der Richtung des Balsfjord fortgeschritten ist, dass folglich das Thal des Maals Elv durch Erosion nachgetieft ist, und hat ferner gezeigt, dass die rothen Granitblöcke zur Rechten dieses Gletscherbettes bis nahe an den Scheitel des Omasvarre, zur Linken aber an den Gehängen des mächtigen und weit höheren Mauktind, so weit er untersucht worden ist, nämlich bis etwa 2500 Fuss über dem Meere, vorkommen.[3] Das Eis ist also in grosser Mächtigkeit durch diese Mulde gegangen. Die Terrassen des Flussthales sind nun verschwunden; Rundhöcker umgeben uns. Ihre glatten Buckel treten aus dem Moorgrunde hervor, welcher den grünen Lompol Vand umgibt, und begleiten uns bis an die den NO. Fuss des Mauktind bespülende, von vielen niedrigen Inseln unterbrochene Wasserfläche des Tag Vand (175·3 M.);

deutlich sieht man, dass die Gehänge noch hoch über uns in gleicher Weise abgeschliffen sind. Jenseits des Tag Vand nimmt die Landschaft besonders bezeichnende Züge an. Wir waten am Abhange des Omasvarre durch hohes Farrenkraut; einzelne Buchen mahnen an die Heimat; zur Linken aber liegt die nackte, U-förmig ausgeschliffene Gletschermulde mit ihren Höckern und mit zahlreichen kleinen Wasserflächen zwischen denselben, welche theils zum Tag Vand, theils nordwärts zum Sagel Vand abfliessen; sie sind die äussersten Zufluchtsstätten der Lachse. Kein tieferes Gerinne ist sichtbar; Blöcke sind ausgestreut; es ist gar nicht denkbar, dass dieses Gletscherbett seit dem Rückweichen des Eises vom Meere sollte bedeckt worden sein, und dass das Bild so unverändert, die Eisfurchen so deutlich, die kleinen Mulden zwischen den Rundhöckern unausgefüllt, die Blöcke an ihrem Orte sollten geblieben sein gegen das Spiel der Gezeiten. Und doch liegt dieser Gletscherboden hier nur 130 bis 150 M.* über dem Meere und sinkt, indem wir weiter gehen, noch tiefer und tiefer herab.

Oberhalb des Hofes Myre, beiläufig 400 Fuss über dem Meere, sehen wir noch ganz scharfe, thalwärts gerichtete Eisschrammen im harten Schiefer, und unterhalb desselben treten aus dem Moor, welches bis an den Sagel Vand reicht, die Rundhöcker hervor mit fremden Blöcken und darunter auch mit rothem Granit. Bis in das Niveau der Wasserfläche des Sagel Vand (90 M.) hat sich allmälig das Bett des Gletschers gesenkt.

Sagel Vand ist der letzte See, welchen wir auf dieser Linie sehen; er soll 220 Fuss tief sein, was seine Sohle nicht ganz in das Niveau der heutigen Meeresoberfläche bringen würde. Zu seiner Rechten meint man ein Stück einer Randmoräne und an seinem unteren Ende die Andeutung einer Stirnmoräne zu sehen, doch ist dies unsicher. Mit diesem See endet die U-förmige Mulde. An seinem thalwärtigen Abschlusse nimmt junges Schwemmland offenbar beträchtlichen Antheil, obwohl Felskuppen aus demselben hervorragen. Dieses aus Sand und kleineren Steinen gebildete Schwemmland bildet unterhalb des Sees eine ebene, thalwärts sich verbreiternde Fläche; 4·5 Kilom. gehen wir auf dieser Fläche dahin und sehen dann vor uns den Balsfjord. Wir befinden uns auf der

Oberkante eines Abhanges, welcher gegen das Meer hin in zwei scharf gezeichnete Terrassen getheilt ist.

Hieraus ergibt sich eine bedeutungsvolle Erfahrung. Die Eisströme, welche durch die Pforten des Glint und über denselben hinweg von Schweden her eingetreten waren, hatten ihr Bett in höherem Niveau als ein grosser Theil des heutigen Dividal und als das heutige Thal des Maals Elv. Dieses Bett haben wir im oberen Skakterdal bis an den steilen Abstieg zum Dividal verfolgt. Die Fortsetzung dieser Eisbetten treffen wir in der U-förmigen Mulde des Tag Vand, weit tiefer als an der Pforte, doch immer noch einige hundert Fuss über dem heutigen Thale. Das Gefälle dieses Eisstromes führt gegen den Balsfjord. Sein ausgeschliffenes Bett taucht thalwärts, nachdem es sich bis auf 90 M. erniedrigt hat, unter den Wasserspiegel des Sagel Vand, und dieser Wasserspiegel ist gegen das Meer hin gestaut, vielleicht durch eine Stirnmoräne, gewiss auch durch dasselbe Schwemmland, in welches die Terrassen des Balsfjord eingeschnitten sind.

Diese Terrassen waren, als ich sie kreuzte, durch einen neuen Strassenbau entblösst. Sie bestehen aus scharfem Sand, in welchen nach Art der Taschen grössere Mengen von kleinen Geschieben eingeschaltet sind. Diese Einschaltungen sind schräge und steiler geneigt als die äussere Böschung der Terrasse. Unter den Steinchen sieht man auch kleingeriebene Stücke des rothen Granits. Dann und wann ist in der Terrasse ein grösserer rother Block sichtbar; Herr Pettersen meint, er möchte von der Höhe des Gehänges herabgefallen sein. Am meisten hat mich das Vorkommen kleiner Geschiebe von verkohltem Holz in der Masse des Sandes überrascht; sie zeigen, dass zur Zeit seiner Anhäufung etwas Baumwuchs vorhanden war. Von Seethieren sieht man keine Spur.

Wir steigen hinab und das Meer ist erreicht.

2. Vom See von Torneå zum Meere. Eine selten bewohnte Fischerhütte an dem nördlichen Ende des grossen Sees von Torneå (319·2 M.*) ist auf Meilen in der Runde ausser den vorübergehenden Niederlassungen der wandernden Lappen das einzige Dach. Sie ist umgeben von einem Haufwerke grosser Blöcke; es sind Gneiss, alter Schiefer, auch der rothe Granit vorhanden, doch der letztere

nicht so vorherrschend wie in dem Gebiete des Divi. Die Anhäufung gleicht einer vom See her ausgeschobenen Moräne; während sonst Moränen als der untere thalseitige Abschluss der Seen getroffen werden, sieht man hier die Anhäufung an dem oberen Ende. Das Vorgebirge, welches vom Nordrande, SW. von der Hütte, gegen den See vorspringt, besteht aus Quarzit, einem Theile des flachgelagerten Tafellandes, welches diesen Theil des Sees umgibt. Wir reiten noch eine kurze Strecke weit an der Moräne dahin, um den Quarzitrücken zu erreichen. Wo er an das Land schliesst, ist er niedriger; ein mächtiges altes Renthiergehege nimmt die Senkung ein und sperrt den Weg. Jenseits desselben erhebt sich der ganz rundgeschliffene, vereinzelte Quarzithügel Polno-Röset, auch Rös genannt, der Grenzpunkt Nr. 272 der schwedisch-norwegischen Grenze.[4] Gleich unter dem Rös, in tief ausgeschliffener Mulde, liegen Tümpel ohne Abfluss zwischen Rundhöckern; dies ist die Wasserscheide (390·5 M.*), nur 71·3 M. über dem See. Zur Rechten dacht dieselbe zum See ab; zur Linken blickt man in den oberen Theil der tiefen Schlucht, welche der Sör Elv eingesägt hat in den Gletscherboden und durch welche er hinabstürzt zum Sördal. Gelingt es ihm, auch noch den Sattel unter Polno-Röset zu durchschneiden, wozu ihm die grossen Schneemassen behilflich sein müssen, die sich jährlich in dieser Mulde sammeln, so wird der See von Torneå dem atlantischen Gebiete ebenso angefügt sein wie seine höher gelegenen nordöstlichen Nachbarn.

Die Schlucht des Sör Elv ist ungangbar, und wir steigen rechts von ihr über den Abhang hinauf, welcher das nördliche Ende des Sees umgibt. Rundliche Hügel von Schutt sind ziemlich regellos dem Abhange aufgelagert und von lichtem Birkenwalde besetzt. Bald verschwinden die Bäume, und die Passhöhe Stagenuni (782 M.*), hoch über der Wasserscheide, ist erreicht. Wir befinden uns wieder in einer U-förmigen, ausgeschliffenen Mulde; Rundhöcker umgeben uns, und alle Merkmale eines Eisbettes sind vorhanden. Wenigstens noch 100 M. über uns reichen die Rundhöcker an den Gehängen der flach gelagerten Schiefer- und Quarzitberge; in die Tiefe des Eisbettes ist der Sör Elv eingeschnitten. Es unterliegt keinem Zweifel, dass die Eismasse, dem heutigen Ablaufe des Torneå entgegen, nach Norden gegangen und, gegen das heutige

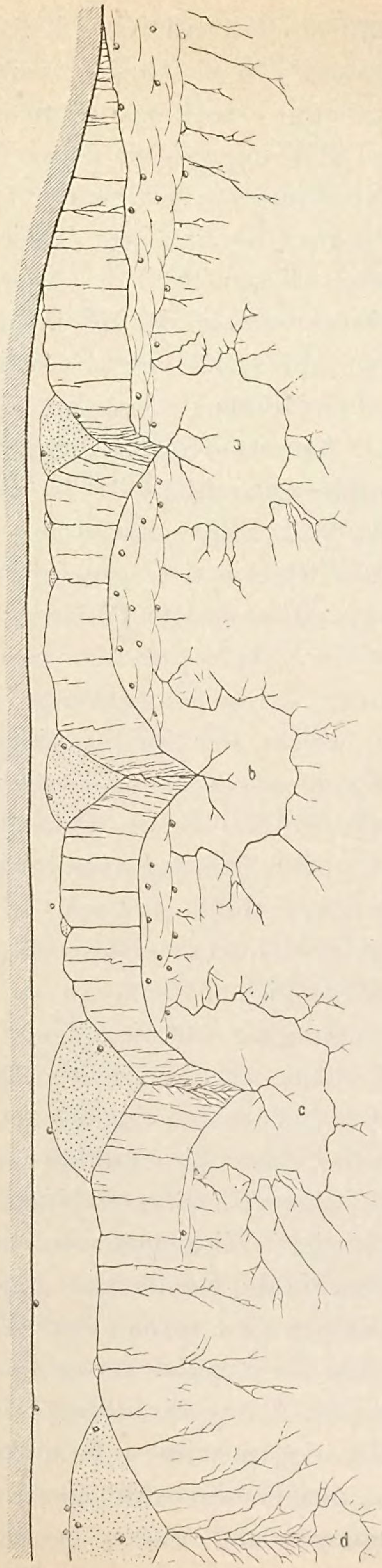


Fig. 32. Schematische Darstellung der linken Seite des oberen Sördal.
a, b, c, d Schneefelder, welche die Sturzbäche speisen, hiedurch das Gletscherbett (die Schulter) und sich selbst zerstörend.

Gefälle schreitend, die ganze Strecke vom Seegrunde bis hinauf zur Mulde von Stagenuni überschritten hat. Polno-Röset und die Wasserscheide liegen an einer besonders stark ausgetieften Stelle, aber die Schwelle über dem See, d. i. der Boden des U, liegt zum Mindesten 200 M. über dem Wasserspiegel. Diese Höhe, zu welcher noch die Tiefe des Sees zu rechnen ist, musste vom Eise überstiegen werden.

Stagenuni liegt wieder in einer Pforte, aber diese Pforte ist von jener auf Tjoalma Vagge nicht nur durch die grosse Schwelle verschieden, sondern auch durch ihre grössere Breite. Viel weiter stehen die Tafelberge zu beiden Seiten des oberen Sördal, Rissovarre mit den Duoddarats zur Rechten, und Nunnis, Spikalomi und andere zur Linken auseinander; der Sör Elv schneidet sich aber ebenso ein wie dort der Skakter. Die Zerstörung des höher gelegenen Gletscherbettes durch das strömende Wasser ist hier ausserordentlich deutlich zu sehen. Wir blicken auf das rechte Ufer hinüber. Unter den hohen und wohlgeschichteten felsigen Gipfeln läuft wie ein sehr breites Gesimse eine Schulter dahin.

Diese Schulter ist der obere Rand des ausgeschliffenen Gletscherbettes, recht scharf abgetrennt von den höheren Abstürzen. Man sieht sie deutlich von der NW. Umrandung des Torneå-Sees herüberziehen unter dem Gipfel des Nunnis herum und weit oberhalb der heutigen Wasserscheide bis herein in das obere Sördal. Sie bildet den Rest des U des Gletscherbettes. Ferner liegt zwischen je zwei Gipfeln eine kleine Mulde, in der Mulde und auf der Schulter ein Schneefeld (*a, b, c, d* Fig. 32) und aus dem Schneefelde kommt ein Bach hervor; der Bach stürzt brausend hinab zum Hauptgerinne des Sör Elv, im Zurücknagen die Schulter zwischen beiden Gipfeln und zugleich das Schneefeld zerstörend, welches ihn speist. Einer der Sturzbäche füllt, durch den hohen Fall zerstäubt, mit seinen Wolken von Spreu einen grossen Theil des

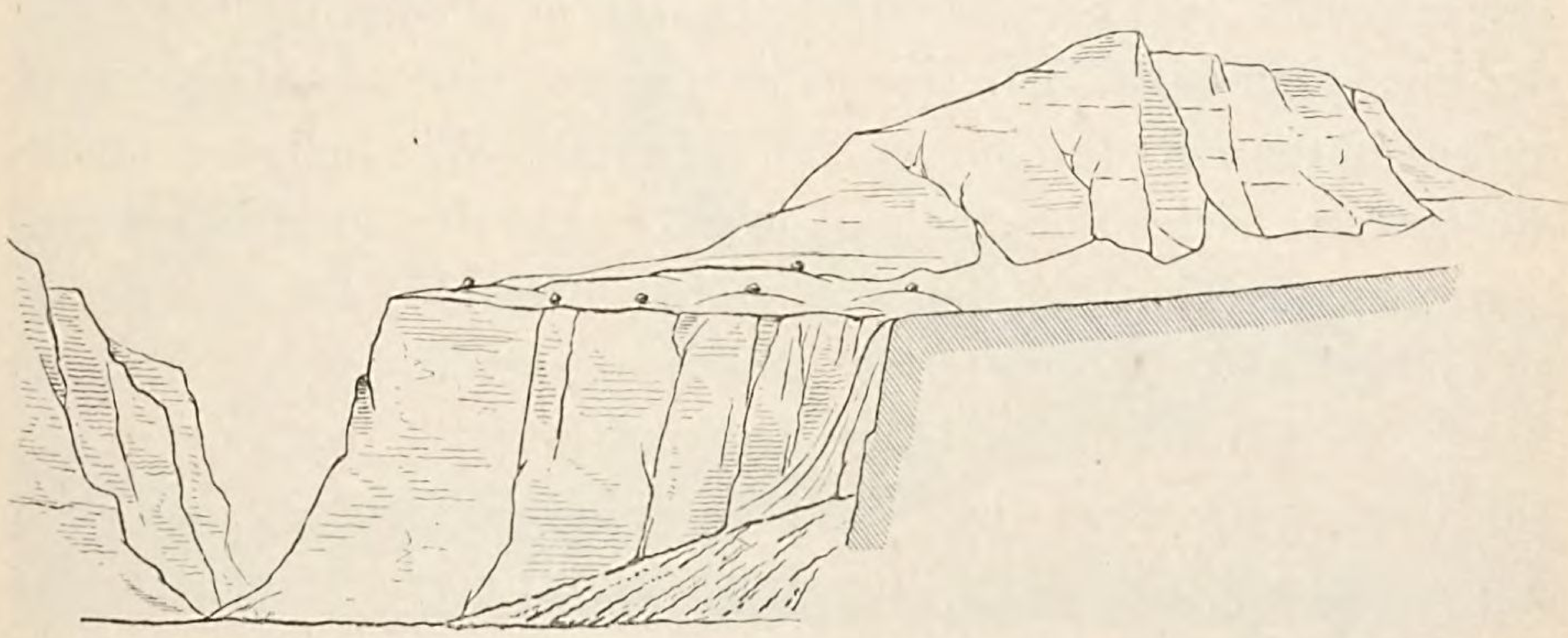


Fig. 33. Schematischer Querschnitt der linken Seite des oberen Sördal.

engen Thales. So ist der erste Gipfel von einer breiteren Schulter umgeben, welche abbricht gegen den Einriss des Sör Elv und zurückgeschnitten ist an dem Wasserfalle; der zweite Gipfel ist von einem geringeren Bruchstücke der Schulter begleitet; noch geringer ist das Bruchstück unter dem dritten Gipfel; bei dem vierten ist die Schulter so gut wie ganz verschwunden. Das Gletscherbett ist nicht mehr sichtbar; nur der angehäufte Schutt an den Thalwänden und vereinzelte rothe Granitblöcke in demselben verrathen seine Spur. Von hier an hat nur strömendes Wasser und Verwitterung das heutige Thal geformt. Auf diese Art sind wohl auch die grossen Schuttlehnen im Dividal entstanden. So tritt an die Stelle eines U-Thales ein viel tiefer liegendes V-Thal; so wird zugleich ein Tafelland aufgelöst in Einzelberge.

Das Sördal schneidet sich tief ein. Das erste Gehöfte, Sörgaard, 17·4 Kilom. unterhalb Polno-Röset und beiläufig 13 Kilom. unterhalb der gemessenen Stelle auf Stagenuni, liegt nur 103·3 M.* hoch. Das Gletscherbett, lange oberhalb Sörgaard verschwunden, mag an dieser Stelle wohl sicherlich mehr als 300 M. über der heutigen Thalsohle gelegen haben. So ausserordentlich ist seit dem Zurückweichen des Eises die Arbeit des strömenden Wassers gewesen.[5]

Etwa 25 Kilom. unterhalb Polno-Röset erweitert sich das Thal, und bald ist der Bardo Elv erreicht; hier sind Terrassen vorhanden, und hier liegt der zweite Hof, Strömsmoen, nur 61·5 M.* über dem Meere.[6]

In Strömsmoen ist der vom Alte Vand herabkommende Bardo Elv erreicht; Terrassen wiederholen sich in Menge, und dort, wo der Fluss dem Maals Elv sich nähert, nimmt eine aus feinem Sand aufgeschüttete Stufe eine weite Fläche ein. Wir befinden uns in diesem terrassirten Flussthale gleichsam unter dem alten Gletscherbette; in der That hat der unermüdete Pettersen auf dem Berge Graahögden zur Rechten des Thales, unterhalb des Kirchspieles Bardo, in beträchtlicher Höhe Rundhöcker, die rothen Granitblöcke aber bis 2200 Fuss und auf der linken Thalseite, auf dem Store Ala, sogar bis 3000 Fuss hoch angetroffen.[7]

Maals Elv ist gleichfalls von Terrassen begleitet, aber in diesen tieferen Theilen, schon von Bakkehaug an, liegt ausser Sand und Kies auch steifer blauer Thon da und dort in den Terrassen, so insbesondere in der Tiefe, nahe dem Flusse, unter Moen in Maals-Elven. Noch unter dem Kirchspiele Maals-Elven sieht man an denselben jene bogenförmigen Ausbuchtungen, welche in Amerika ‚ox-bends' genannt werden und für die Windungen der Flüsse so bezeichnend sind. Der blaue Thon überwiegt aber von hier an; bei Guldhâv, am Beginne des Aestuariums, treten wieder Rundhöcker hervor; das Gletscherbett hat das Niveau des Meeres erreicht, und der blaue Thon des Aestuariums liegt auf seinen Buckeln. Ein langer Felssporn reicht nordwärts bis Maalsnäs ins Meer und eine so grosse Anhäufung von Blöcken begleitet seine Abhänge, dass man fast meinen möchte, eine Moräne reiche an's Meer. Es sind auch rothe schwedische Granitblöcke vorhanden.

3. Eisbewegung gegen das Gefälle der Thäler. Es ist durch die vereinigten Bemühungen norwegischer Forscher und insbesondere durch die zusammenfassenden Darstellungen Kjerulf's bekannt, dass im südlichen Norwegen die Spuren einer früheren Eisbedeckung W. von der Bucht von Kristiania eine beiläufig strahlenförmig gegen das Meer gerichtete Bewegung andeuten, und O. von dieser Bucht wiederholt sich, von einem anderen Scheitelpunkte ausgehend, diese beiläufig strahlenförmige Anordnung.[8] Zugleich ist in diesem ganzen Gebiete eine gewisse Uebereinstimmung der Richtungen mit der Gestalt der heutigen Oberfläche wenigstens im Grossen und Ganzen unverkennbar. Weiter

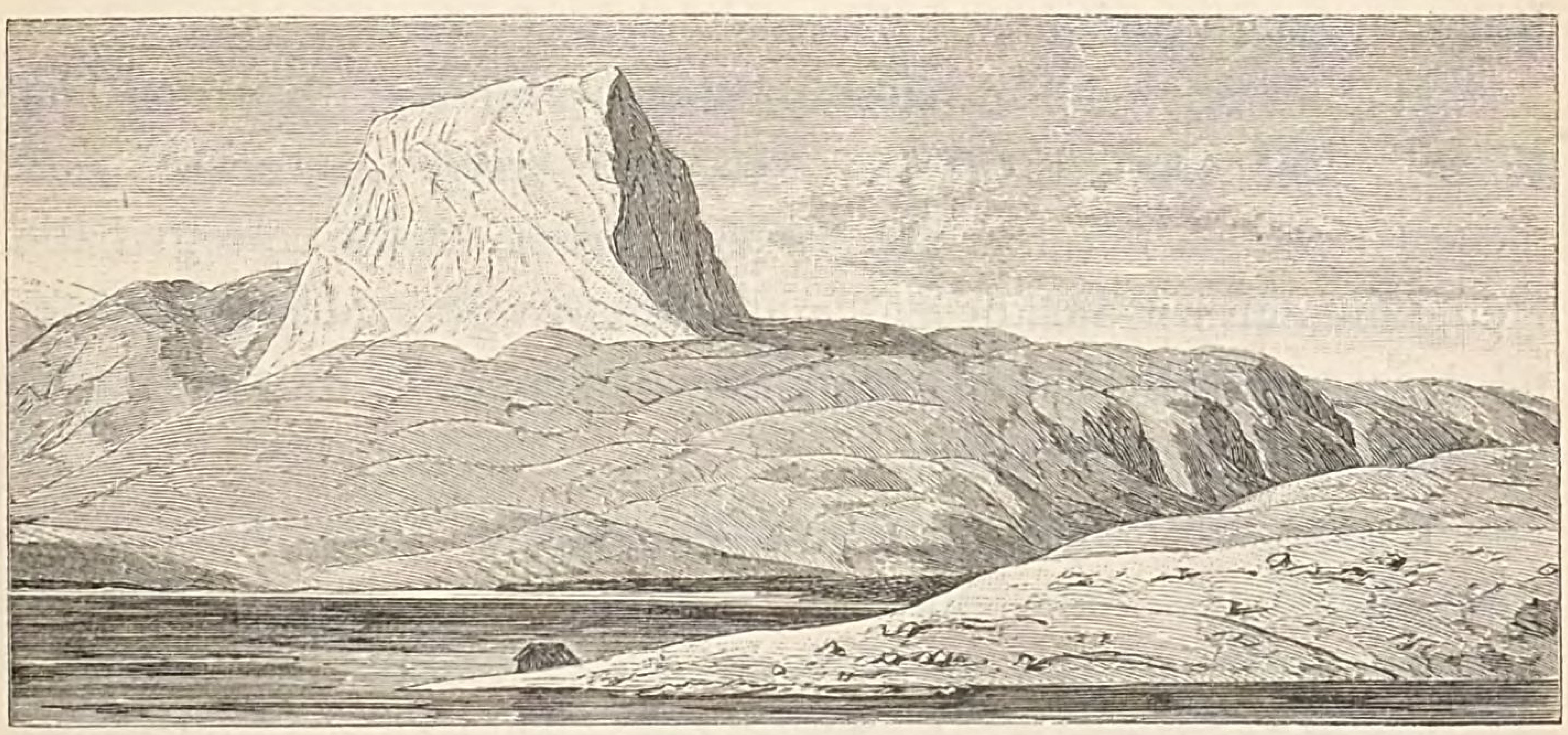


Fig. 34. Die sieben Schwestern.
Ein einstens aus der Eisbedeckung aufragender Fels (Nunatak), vom Meere aus gesehen.

gegen Norden treten andere Verhältnisse ein. Dort ist auf grosse Strecken die Bewegung des Eises eine dem heutigen Gefälle der Thäler entgegengesetzte gewesen. Die Thatsache ist so auffallend, dass ältere Beobachter eine nachträgliche, ungleichförmige Erhebung Scandinaviens voraussetzen zu müssen meinten.

Dass die Richtung der Scheuerstreifen einem einheitlichen Systeme angehöre, aber allerdings auf eine sehr lange Strecke hin bergwärts gegen die heutige Wasserscheide gerichtet sei, wusste schon Durocher, obwohl er das ganze Phänomen durch schwimmende Eisschollen glaubte erklären zu sollen;[9] den Sachverhalt hat im Jahre 1857 Hörbye in vortrefflicher Weise gezeigt.[10] Schon damals wusste man, dass etwa vom 62.° n. Br. angefangen

an den südlichen Abhängen des Dovrefjeld die Stossseite der abgeschliffenen Höhen gegen Süden liege und die Bewegung gegen Nord gerichtet war; Durocher hatte jenseits des Stor Sjön von 62° bis 63° 30′ denselben Gegensatz zwischen der heutigen Bewegung der Wässer und der Richtung der alten Scheuerstreifen erkannt; Suhrland hatte gezeigt, dass zwischen 65° und 66° die Streifen über die Wasserscheide herüber gegen W. und NW. ins Vefsenthal reichen, welches in der Nähe der Sieben Schwestern (66°) das Meer erreicht, und derselbe Beobachter hatte in gleicher Weise über der Seengruppe des Valta Jaure, welche im 68.° die Wasserscheide zwischen dem Gebiete des Luleå-Träsk und des Tysfjord bezeichnet, eine Scheuerung in westlicher und nordwestlicher Richtung angetroffen.

Damals, als noch Zweifel darüber bestanden, ob in der That Eis die scheuernde Kraft gewesen sei, wusste man schon, dass diese Kraft sich durch weite Strecken bergwärts bewegt habe. Heute müssen wir aus diesen Erfahrungen folgern, dass der Scheitel der grossen Eismasse östlich von der heutigen Wasserscheide lag und höher war als diese.

Es hat nun Hansen gezeigt, dass diesem Umstande auch das Auftreten von Terrassen und von Strandlinien auf diesen Gehängen zuzuschreiben ist.[11] An der Südseite des Dovrefjeld, insbesondere im oberen Quellgebiete des Glommen, trifft man grosse horizontale Stufen von Schwemmland; sie liegen von 657 bis 1090 M. über dem Meere und sind streckenweise durch das Rückschneiden des anstehenden Felsens bezeichnet. Dieses Rückschneiden erzeugt nicht eigentlich Furchen, sondern horizontale, einer schmalen Stufe nicht unähnliche Absätze im festen Fels, welche Seter oder Sätar, d. i. Sitzbänke genannt werden, und da ein anderer bezeichnender Ausdruck für diese Erscheinung mir nicht bekannt ist, werde ich dieses Wort verwenden.

Nie hat man in ähnlichen Höhen die Reste von Seethieren aus jüngerer Zeit angetroffen. Die hochliegenden Thäler, welche diese Stufen enthalten, sind heute offen gegen alles unterliegende Land, aber ihre Seter und Terrassen sind horizontal. Es musste daher einstens irgend ein vorübergehender Abschluss vorhanden sein. Die südliche Grenze der gegen Nord, also thalaufwärts

gerichteten Scheuerung und des entsprechenden Blocktransportes liegt für Gudbrandsdalen und Oesterdalen weit S. und SO. von der heutigen Wasserscheide. Als der Rückzug des Eises begann, mussten, da der Scheitel der Eismasse nicht mit der Wasserscheide zusammenfiel, die der Wasserscheide zunächst liegenden obersten Theile der Thäler zuerst eisfrei sein. Thalwärts waren sie noch durch das Eis gesperrt, und so sind hochliegende Seen und in ihnen die hochliegenden Terrassen und Seter entstanden. Der tägliche Temperaturwechsel an der Wasserfläche schnitt die Seter in den Felsen.

Was am Dovrefjeld sichtbar ist, wiederholt sich in Jemtland. Törnebohm bestätigte Durocher's Angaben über die Richtung der Scheuerung; Högbom verfolgte diese Richtung noch genauer. Das Inlandeis hat sich von Ångermanland her durch N. Jemtland gegen Süd, von S. Jemtland her gegen Nord bewegt. Etwa im östlichen Theile des heutigen Stor Sjön bis in die Gegend von Ström hin trafen diese beiden Bewegungen aufeinander und wurden gegen W. und gegen SO. abgelenkt. Insbesondere verrathen sowohl die Richtung der Scheuerung als die Beschaffenheit der Blöcke, dass eine mächtige Bewegung gegen W. schräge über die Richtung des heutigen Kall Sjön gegen Norwegen hin stattgefunden hat. Obwohl, wie die Blöcke zeigen, viele der beträchtlichsten Höhen vom Eise bedeckt waren, haben doch in der Tiefe des Eises die steilen Abhänge, welche die Westseite des Stor Sjön begleiten, eine ziemlich scharfe Ablenkung des südlichen Eisstromes aus NNW. gegen W. herbeigeführt, und die Hauptbewegung hat wie durch eine breite Pforte durch die tiefer liegenden Gebiete in der Nähe des Åreskutan über die heutige Wasserscheide hinaus stattgefunden.[12]

Auch hier treten nach Högbom horizontale Linien an der Westseite des Stor Sjön auf; Spuren von Terrassen scheinen den Åreskutan zu umgeben; am Kall Sjön sind solche deutlich zu sehen. Auch hier musste bei dem Rückweichen des Eises die Wasserscheide blossgelegt sein, als die Thäler gegen abwärts noch mit Eis verschlossen waren, und darum schreibt Hansen diesen Stufen dieselbe Entstehungsweise zu wie jenen des Dovre-Fjeld.

Ebenso traf Svenonius noch viel weiter im Norden, am NW. Ende des Sitas Jaur in Lule Lappmarken, eine Terrasse in der Seehöhe von etwa 2270 Fuss an thalwärts offener Stelle, und Fredholm fand am Puollamt-Jåkko in der Nähe des Stor Sjöfall zwei horizontale Strandlinien in beiläufig 1700 und 1800 Fuss über dem Meere. Svenonius erklärt ihre Entstehung auf dieselbe Weise.[13]

Es ist überflüssig, zu sagen, dass die Vorkommnisse am oberen Ende des Sees von Torneå mit diesen Erfahrungen vollständig übereinstimmen; auch dort sahen wir, dass das Eis gegen den atlantischen Ocean hin aufwärts steigend aus der Tiefe des Sees die Schwelle von Stagenuni überschritten hat, und die undeutlich gereihten Sandrücken über dem Abschlusse des Sees sind als die Vertreter der Terrasse des Sitas Jaur anzusehen.

Diese hochliegenden Terrassen und Strandlinien auf dem vom atlantischen Meere abgewendeten Gehänge des Gebirges sind also von dem jeweiligen Stande des Meeres ganz unabhängig; weder Erhebung noch Senkung des Landes ergibt sich aus ihnen. Die Stufen wurden dadurch erzeugt, dass das rückweichende Eis an den Seitengehängen des Thales immer tiefer liegende Joche entblösst, über welche der See in ein benachbartes Thal sich theilweise entleert. So wurden die berühmten parallelen Strassen von Lochaber in Schottland durch Eisabschluss erzeugt, wie dies Agassiz längst ausgesprochen hat, und ihre Höhen entsprechen jenen der einzelnen Jöcher der Umrahmung.

Es wäre hiernach ungerechtfertigt, wenn man für diese Gruppe von Linien dieselbe Höhenlage in verschiedenen Thälern erwarten wollte.

4. Entstehung der Glintseen Lapplands. Die Bewegung des Inlandeises gegen das Gefälle der Thäler bezeichnet, wie sich uns gezeigt hat, den ganzen hier betrachteten Theil des norwegischen Glint und insbesondere das ganze Gebiet der lappischen Glintseen. Es herrschen hier Bedingungen für die Bewegung des Eises, welche in den Alpen nicht oder doch so gut wie nicht getroffen werden. Die heutigen Gletscherzungen der Alpen bewegen sich mit dem Gefälle der Thäler und ihre Enden sind fast ausnahmslos frei. Wo an dem Abschwunge Verengungen eintreten, sind es in der Regel vom Gletscherbache ausgewaschene Furchen, wie die

Schlucht der Möll vor dem Abschwunge der Pasterze, und wohl auch die Massaschlucht am Fusse des grossen Aletsch-Gletschers. Sie sind entweder heute gar nicht vereist, wie an der Pasterze, oder üben doch keinen entscheidenden Einfluss auf die Bewegung der Eismasse. Selbst die innerhalb des Verlaufes der Gletscherzungen der Alpen vorkommenden Verengungen und Stauungen lassen sich den Pforten des Glint kaum vergleichen.

Aus diesem Grunde ist es vergebliche Mühe, wenn man aus den Wirkungen der freien Eisströme der Alpen auf die Wirkungen des norwegischen Inlandeises Schlüsse ziehen will. Der richtigere Weg scheint mir die Voranstellung der allgemeinen Erfahrung, dass Eis sich wie eine dickflüssige Masse bewegt, und die Betrachtung flüssiger Massen überhaupt, welche in der Richtung ihrer Bewegung abgelenkt oder gehemmt sind. Es ist bekannt, dass die Gletscherzungen sich in der Mitte rascher bewegen als an den Rändern, in gekrümmten Strecken die convexe Seite rascher als die concave, in engen Profilen die ganze Masse rascher als in weiten. Dieselben Erscheinungen zeigt jeder grosse Strom. Er sucht sich sein Querprofil zu erhalten und zugleich ein regelmässiges Längenprofil, d. i. ein gleichförmiges, im Ganzen flach parabolisches Gefälle herzustellen. Nur ausnahmsweise und an umgrenzten Stellen greift seine Wirkung tiefer unter die normale Linie des Längenprofils hinab und erzeugt eine Vertiefung oder Grube in demselben; eine solche Grube nennt man einen Kolk.

Wir unterscheiden Wirbelkolke und Staukolke.

Wirbelkolke werden erzeugt, wenn das Wasser durch die Begegnung zweier Strömungen in eine drehende und nach abwärts schraubenförmig bohrende Bewegung versetzt wird. Sie werden in der Regel durch vorübergehende Ursachen hervorgerufen und schliessen sich, sobald diese Ursachen entfernt sind; die Lothung im Wirbel ist schwierig und unsicher, und ich bin nicht in der Lage, zuverlässige Ziffern über solche Wirbelkolke in Strömen anzuführen. Die Veranlassung zu solchen Bildungen ist in den Gletschern der Alpen wohl nur sehr selten und in geringem Masse gegeben, aber es scheint dies allerdings in den Ausläufern der grönländischen Eismasse der Fall zu sein. Die Grydedale, d. i. grosse, in den Felsen geschliffenen Kessel, welche Kornerup aus dem Sermilikfjord

und seinem Arme Alangordlia (63° 30′—63° 40′) beschrieben hat, wurden von demselben nur wegen ihrer ausserordentlichen Grösse nicht als ausgeschliffene Riesenkessel angesehen. Sie liegen auf der Leeseite von Bergen, welche ganz unter der Eisdecke begraben waren, und scheinen allezeit gegen den Fjord oder das Thal geöffnet zu sein, durch welches sich ein grosser Eisstrom bewegte. Ihre Gestalt ist ein Umdrehungs-Paraboloid mit senkrechter Axe.[14] Diese Kennzeichen entsprechen der drehenden Bohrung des Kolkes. Grydedale sind Wirbelkolke.

Staukolke werden durch Verengung der Durchflussöffnung gebildet. Die Anstrengungen, welche im Laufe der letzten Jahre gemacht worden sind, um einzelnen Stücken der Donau und des Rheins einen geregelten Lauf zu geben, haben zu der Nothwendigkeit geführt, Arme eines dieser Ströme oder den Hauptstrom selbst abzuschliessen und dadurch die Wassermengen in ein neues Fahrwasser zu zwingen. Solche Abschlussbauten sind schwierig. In dem Maasse, in welchem das Durchflussprofil des Stromes verengt wird, vertieft derselbe seine Sohle, und wenn es nicht gelingt, durch Versenkung von Steinschiffen oder auf andere Weise die Sohle in der Verengung zu sichern und dadurch ein festes Ueberfallwehr zu schaffen, so mehrt sich der Kolk; öfters ist es dann geschehen, dass die Kraft des Menschen dem Strome nicht gewachsen war. Oberhalb der Eindämmung staut sich der Strom; durch die noch nicht völlig geschlossene Oeffnung stürzt er mit reissender Geschwindigkeit, fortwährend bestrebt, die Rinne zu vertiefen; seine Bewegung ist von der Aufstauung gegen abwärts gerichtet, wie bei dem Sturze über ein Wehr, und unterhalb der Aufdämmung bildet sich die tiefste Stelle der langgestreckten Grube, welche er in sein Bett höhlt. Diese Grube ist der Staukolk. Gelingt es, die Eindämmung völlig zu schliessen, so liegt diese tiefste Stelle des Kolkes unterhalb des Dammes, in dem jetzt abgetrennten Arme. Durchbricht der Strom die versicherte Sohle, so kann man sehen, dass er schwere Steinblöcke ausreisst, in die Tiefe des Kolkes hinab, dann über seinen thalwärts liegenden Abhang wieder bergauf trägt und unterhalb des Kolkes in flachem Halbkreise am Ufer niederlegt, und zwar zuweilen in höherem Niveau als die Sohle, in welche diese Steine versenkt wurden.

Die Herren Ingenieure Fänner und Taussig haben die Güte gehabt, mir eine Reihe solcher Beispiele an der Donau mitzutheilen, mit der Bemerkung, dass bei allen diesen Fällen ununterbrochen und mit Anstrengung aller Kräfte gearbeitet worden ist, so dass dem Strome niemals Zeit gelassen wurde, den Kolk vollständig auszubilden. Ich führe einige derselben an.

Als am Weidenhaufen unterhalb Wien das alte Donaubett geschlossen wurde, war man genöthigt, ohne Sicherung der Sohle zu arbeiten; als die Einengung 45 M. betrug, war der Stau 0·95 M., und bei dieser Stauhöhe hatte der Strom bereits in der normalen Stromtiefe von 3 M. einen Kolk von 18 M. Tiefe erzeugt, also 15 M. tief gegraben.

Bei Fischamend wurde im Jahre 1869 ein Leitwerk geschlossen, durch welches ein Arm der Donau ohne Stauung bei einer Oeffnung von 162 M. geflossen war. Der Kolk vertiefte sich von 3 M. auf 14 M. und griff unter die Alluvien in den tertiären Tegel.

Das Elender Leitwerk befindet sich an dem rechten Ufer der geregelten Donau und schneidet einen alten, nach rechts abgehenden Arm in schräger Richtung ab. Als das Leitwerk nach grosser Anstrengung geschlossen war, betrug der Unterschied der Wasserspiegel zu beiden Seiten des Dammes 1·10 M.; der unterhalb liegende Kolk war 11·3 M. bei einer normalen Wassertiefe von 2·5 M., und viele grosse Steinblöcke, welche zum Zwecke des Abschlusses versenkt worden waren, lagen 60—80 M. unterhalb des Abschlusses, folglich jenseits des Kolkes im Halbkreise geordnet auf seichten Stellen des Flusses.

Ein weiteres Beispiel zeigt Fig. 35 an dem Neu-Haufen-Leitwerke unterhalb Wien.

Von den Arbeiten zur Abschliessung des Alt-Rheins bei Mannheim hat Honsell eine lehrreiche Darstellung gegeben. Etwa der dritte Theil der Wassermenge floss durch den Alt-Rhein ab, und dieser musste geschlossen werden. Nachdem alle Vorbereitungen getroffen waren, begann am 1. März 1866 die Arbeit mit der Sicherung der Sohle. Am 13. April war unter grossen Anstrengungen der Abschluss vollendet, und der Unterschied zwischen Ober- und Unterwasser betrug 43 Zoll. Am zweiten Tage nach der Vollendung bemerkte man eine Senkung der Krone; das

Werk war unterwaschen und binnen wenigen Stunden hatte sich der Strom eine Oeffnung von 50 Fuss Breite und 15 Fuss Tiefe geschaffen, durch die er tosend sich ergoss. Als nach neuen Mühen diese Bresche geschlossen war, fand man, dass die tiefste Ausschürfung im Kolke, so weit sie nachträglich festzustellen war, mindestens 60 Fuss betrug.

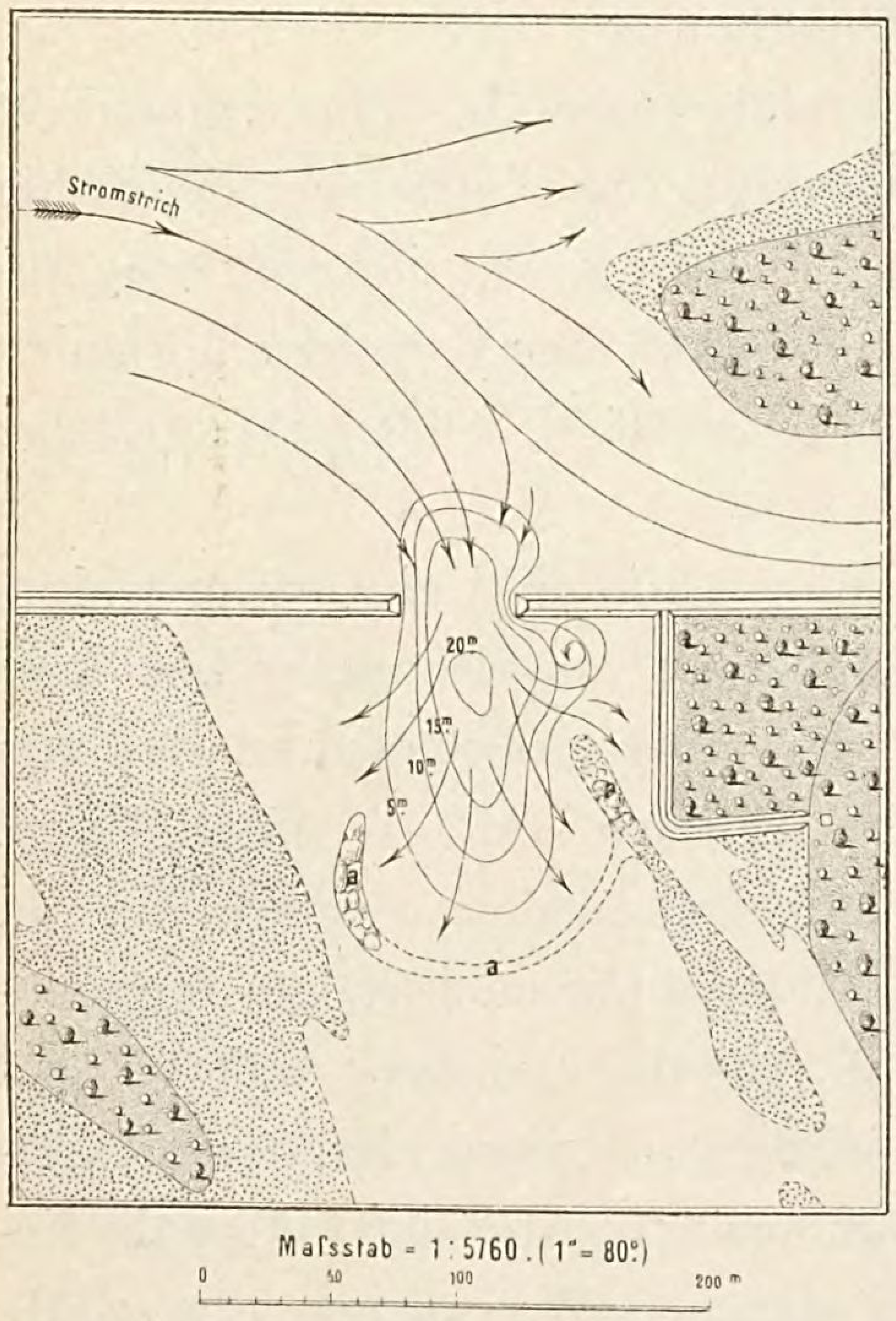


Fig. 35. Schliessung des Neu-Haufen-Leitwerkes, Schüttau. — Donaustrombauten unterhalb Wien, 1882/83. Nach einer von Hrn. Baurath Taussig mitgetheilten Skizze.

a, a, a Hufeisenförmiger Aufbau von grossen Steinblöcken, welche von der versenkten Dammsohle gerissen und durch den Kolk nach aufwärts getragen wurden. Dieser Aufbau ist in der Mitte niedriger durch die Heftigkeit der Strömung.

Uebrigens sind bei der Rheincorrection in Baden Auskolkungen bis zur Tiefe von 30 M. beobachtet worden.[15]

Es ist richtig, dass alle hier erwähnten Kolke in losem Schwemmland oder in Thon ausgehöhlt worden sind; nichtsdestoweniger zeigen sie, dass strömendes Wasser bei verengtem Durchflussprofil mit grosser Macht den Boden aufzuschürfen und auszutiefen im Stande ist, und es kann wenig Zweifel darüber herrschen, dass die Wirkung, welche in wenigen Wochen oder Tagen auf losen Boden ausgeübt wurde, auch im festen Felsen sich äussern würde, wofern dem Strome dazu die nöthige Zeit gegeben wäre. Alle Anzeichen sprechen dafür, dass das Inlandeis Grönlands dieselbe Kraft besitzt.

Durch Jensen und Kornerup sind die Felsspitzen, welche unter den Namen Jensen's Nunatakker und Dalager's Nunatakker aus dem Eise oberhalb Frederikshaab's Eisblink aufragen, genauer bekannt.[16] Die ersteren sind die Gipfel eines Gebirgsrückens, welcher als ein Damm der gegen SW. gerichteten Bewegung des Eises sich entgegenstemmt. Unterhalb derselben ist die Höhe des Eises 4230 Fuss und in einiger Entfernung oberhalb derselben

5000 Fuss. Die Stauung beträgt daher mehrere hundert Fuss. Ein kleiner Theil des Eises strömt zwischen den Nunatakker durch, und die veränderte Beschaffenheit der Oberfläche verräth die grosse Geschwindigkeit desselben. Der grössere Theil umgeht sie in NW. und in SO. An der Südwestseite, also der Leeseite des Höhenrückens, sieht man aber in grossen Bogenstücken Moränen auftreten mitten im Inlandeise. Die Bogen sind in der Richtung der Bewegung der höheren Eismasse gekrümmt und bezeichnen ihren Rand. Sie bestehen aus Blöcken von olivinreichem Diabas, wie er weit und breit nicht bekannt ist, und sind folglich Theile der Grundmoräne. Hier, wo das Eis eine ausserordentliche Mächtigkeit besitzen muss, ist also der Einfluss der Stauung so gross, dass die Grundmoräne aus der Tiefe auf die Oberfläche getragen und im Bogen ausgebreitet wird, wie die Blöcke unter den Leitwerken der Donau. Wo aber hinter dem mittleren Nunatak gleichsam der todte Punkt der Bewegung an der Leeseite sich befindet, liegt ein zirkelrunder See von 800 Fuss Durchmesser, 4000 Fuss über dem Meere, aber 600—800 Fuss tiefer als die Eisfläche, welchen Kornerup einem Grydedal, daher einem Wirbelkolk vergleicht.



Fig. 36. Dalager's Nunatakker. (Nach Jensen und Kornerup.) Vgl. S. 453, Fig. 37.

An Dalager's Nunatakker sieht man in ähnlicher Weise das Eis gestaut; hier dringt es zwischen den Felsmassen durch; in grossen hufeisenförmigen Curven tritt vor jedem dieser Eisströme die Grundmoräne hervor und zieht ihre Bogen von einer Felskuppe zur andern. (Fig. 36.)

Die beschleunigte Strömung in den Pforten zwischen den Nunatakker, das Herauftragen der Grundmoräne aus der grossen Tiefe und die Bildung des Wirbels an der abgewendeten Seite des Höhenrückens entsprechen so vollständig den Erfahrungen, welche an strömenden Wässern gemacht worden sind, dass man mit Bestimmtheit sagen kann, es werden hier unter gleichen Bedingungen

gleiche Wirkungen erzeugt werden. Strömendes Wasser würde an der abgewendeten Seite einen Wirbel und einen Wirbelkolk erzeugen; wir dürfen voraussetzen, dass in der Tiefe unter dem See die Bedingungen zur Bildung eines Grydedals gegeben sind. Das Herauftragen der Grundmoräne entspricht dem Herauftragen der Steinblöcke aus der versicherten Sohle über den Staukolk, und so müssen wir wohl auch voraussetzen, dass an den entsprechenden Stellen in der Tiefe durch das Eis Staukolke erzeugt werden.

Helland, welcher nach seinen Beobachtungen in Grönland mit Entschiedenheit für die glaciale Bildung der Seen und Fjords in Scandinavien eingetreten ist, hat sich zu der Erklärung der örtlichen Austiefungen nicht auf die in dem Gebirge selbst vorgezeichneten Verengungen des Durchflussprofils berufen, sondern scheint in erster Linie die Vermehrung der Geschwindigkeit durch Einmündung von Nebengletschern in ein gegebenes Hauptthal vor Augen gehabt zu haben. Dieses Verhältniss mag an anderen Stellen massgebend sein, aber bei den Seen Lapplands kommt dasselbe nicht, oder, soweit ich dieselben kenne, doch nur sehr ausnahmsweise zur Geltung.[17]

Kehren wir zum Glint in Lappland zurück. Diesen haben wir kennen gelernt als eine hohe Mauer, den Schichtenkopf des paläozoischen Tafelgebirges. Er ist von zahlreichen Pforten durchbrochen, und in diesen liegen die langgestreckten Glintseen Lapplands quer auf dem Wall, so dass seine Linie die grössten derselben mitten durchschneidet. Durch diese Pforten ist das Eis hinübergeschritten noch Norwegen. Viele Pfeiler waren wenigstens eine gewisse Zeit hindurch vom Eise überfluthet, wie der rothe Granit auf der Höhe des Store Jerta zeigt. Aber so wie die Scheuerstreifen in der Tiefe des Sermilik-Fjord der Richtung des Fjords folgen und auf der Höhe der umliegenden Berge sich fächerförmig ausbreiten,[18] so sind auch zur Zeit der grössten Eismassen die Pforten in der Tiefe massgebend gewesen für die Strömung des Eises in der Tiefe. Vor dem Eise waren Thäler vorhanden, welche von Norwegen her durch die Pforten gegen den bottnischen Busen sich streckten. Högskar Elv, Anavandene, Gievnejaure haben bis heute in Bruchstücken des damaligen Thalsystems das alte Gefälle behauptet. In allen diesen Thälern drängte das Eis nach auf-

wärts. An jeder Pforte war eine gewaltsame Verengung des Durchflussprofiles gegeben und an vielen die Bedingung zur Bildung eines Staukolkes. Unterhalb der Stauung, wo der Staukolk liegen sollte, befindet sich der See. Das Eis hat den Glint zurückgedrängt und Theile desselben zerstört, aber nichtsdestoweniger ist der geleistete Widerstand so gross gewesen, dass die alten Flussthäler zu langen und tiefen Seebecken ausgeschürft worden sind. Nicht die Schwelle von Stagenuni am oberen Ende des Sees von Torneå war entscheidend für seine Bildung, sondern der Glint, welcher quer über die Mitte des Sees streicht. Wohin sollte auch sonst das Stück flach gelagerten Gebirges gelangt sein, welches der Breite des Sees entspricht, und wie viele parallele Grabenversenkungen müsste man annehmen, um der Lage dieser Seen zu entsprechen, und warum sollte der Glint gerade quer über diese Gräben laufen? Einfacher gebaute Pforten zweiter Ordnung, wie jene von Tjoalma Vagge, zeigen deutlich genug, dass es sich hier nur um eine Arbeit der Erosion handelt.

Die Glintseen Lapplands sind Staukolke.

5. Alte Strandlinien der Fjords. Es sind in den norwegischen Fjords sowohl Terrassen, als auch wahre Seter vorhanden. Ihr Parallelismus mit der heutigen Wasserfläche ist höchst auffallend. Zuweilen sind diese Linien so scharf gezogen und von so vielen regelmässigen Stufen begleitet, dass sie in ihrer geometrischen Strenge dem Auge störend sich aufdrängen, welches an der Vielgestaltigkeit des landschaftlichen Bildes sich ergötzen möchte.

Man pflegt aus den in unseren Lehrbüchern enthaltenen Darstellungen sich ein sehr schematisirtes Bild von diesen Vorkommnissen zu schaffen und in ihnen die Wirkung einer, allerdings in solcher Regelmässigkeit schwer begreiflichen Oscillation des festen Landes zu sehen. Die vielbesprochenen heutigen Oscillationen im baltischen Meere werden dann willig als die Fortsetzung der älteren norwegischen Oscillationen anerkannt. Diese Ansicht wird schon bei dem ersten Besuche eines der nördlichen Fjords erschüttert, denn man sieht bei Bodö, bei Tromsö und an anderen Orten hart am Meere einen etwa 30 bis höchstens 40 Fuss über den Strand sich erhebenden Saum von lichtgelbem Meeressand, erfüllt von tausenden von Conchylienschalen der heutigen Fauna,

welcher der Farbe und der Beschaffenheit nach, sowie durch die eingeschlossenen Conchylienschalen gänzlich verschieden ist von dem Sedimente der Terrassen und ohne Zweifel jünger als diese. Dies ist der ‚postglaciale' Sand der scandinavischen Forscher, und er lehrt, dass in diesen Fjords heute andere Verhältnisse herrschen als zur Zeit der Bildung der Terrassen.

In jenen nördlichen Fjords, welche ich selbst zu besuchen Gelegenheit hatte, sind drei Gruppen jüngerer Ablagerungen vorhanden.

Die erste Gruppe bilden muschelführende Lagen, welche + 150 bis 170 Fuss erreichen, und welche Pettersen für möglicherweise interglacial hält. Ich habe nicht Gelegenheit gehabt, dieselben zu beobachten.

Die zweite Gruppe bilden die Sedimente der Terrassen. Nur in ihren tiefsten Theilen, wie im Gerinne des Maals Elv, enthalten sie Lagen von blauem Thon; alles Uebrige ist Sand, Grus und kleineres Geschiebe, zwischen welchen wohl auch da und dort ein grösserer Block liegt. Conchylienschalen sieht man nicht, wenigstens nicht in den höheren Stufen; die Farbe ist grau oder braungrau, und die Schichtung, soweit man solche wahrnimmt, schräge und mehr einem bewegten Flusse entsprechend als dem Meere. Am Balsfjord ist bereits das Vorkommen kleiner Holzreste und von Spuren schwedischer Granite in einer Terrasse erwähnt worden (II, S. 424). Es sind ganz jene Merkmale, welche das Schwemmland in den Thälern eines Hochgebirges an sich zu tragen pflegt. Der glaciale oder glacialfluviatile Ursprung dieser Anhäufungen wird sich aus vielen Umständen ergeben, welche noch hier anzuführen sind.

Die dritte und jüngste Gruppe endlich bildet der bereits erwähnte postglaciale Muschelsand der Küste.

Kjerulf unterscheidet am Christianiafjord ältere Muschelbänke von arktischem Charakter, welche bis 540 Fuss hoch lagern, und jüngere oder postglaciale Muschelbänke, welche bis 200 Fuss reichen. Es würde also scheinen, als ob hier die Meeresbedeckung eine höhere gewesen sei als im Norden. Aus dem Vorkommen der arktischen Conchylien bis 540 Fuss wird auf ein Meeresniveau von + 600 Fuss geschlossen, was dem Niveau der höchsten Ter-

rassen des Christianiafjord entsprechen würde.[19] Schweden bleibt hier ausser Betracht; von diesem Lande, vom bottnischen Busen und von Finnland ist, wie Otto Torell zuerst behauptete und zahlreiche seitherige Beobachtungen es bestätigt haben, dereinst eine zusammenhängende Eisdecke nicht nur gegen die norwegischen Thäler hinaus, sondern weithin über Dänemark, einen grossen Theil von Deutschland und Russland ausgebreitet gewesen.[20]

Vorläufig darf nicht vergessen werden, dass in Norwegen mitten im Lande und hoch oben im Gebirge Terrassen und Seter getroffen wurden, welche ganz ähnliche Merkmale zeigen wie jene der Fjords, und von welchen sich gezeigt hat, dass sie während des Rückzuges des Eises entstanden sind. Ferner halten wir fest, dass die Terrassen des Fjords und die sie begleitenden Felslinien älter sind als der postglaciale Meeressand.

Die Horizontalität der Linien ist bestritten worden. Als Bravais den Winter 1838/39 zu Bossekop am oberen Ende des Altenfjord zubrachte, meinte er zwei besonders auffallende Linien von dieser Stelle bis Hammerfest wiederzuerkennen, und seine an sechs Stellen vorgenommenen Messungen beider Linien ergaben die folgenden Ziffern:

	I	II	III	IV	V	VI
Obere Linie	67 m 4,	56 m 5,	51 m 8,	49 m 6,	42 m 65,	28 m 6
Untere Linie . . .	27 m 7,	24 m 5,	20 m 5,	18 m 3,	16 m 60,	14 m 1
Höhenunterschied:	39 m 7,	32 m 0,	31 m 3,	31 m 3,	26 m 05,	14 m 5

Hieraus folgerte Bravais, die obere Linie sei einmal horizontal gewesen, hierauf um die unten angesetzten Höhendifferenzen gehoben worden; die untere Linie sei hierauf gleichfalls horizontal gebildet worden, und dann seien sie beide in die heutige schräge Lage gebracht worden.[21]

Diese Beobachtungen haben in Frankreich, Deutschland und England als eine Bekräftigung der Elevationstheorie gegolten; bei den scandinavischen Forschern haben sie nicht die gleiche Anerkennung gefunden. Die Entfernung vom Kaafjord im südlichsten Theile des Altenfjord (Punkt I) bis Hammerfest (Punkt VI) beträgt beiläufig 90 Kilom. Dabei liegt z. B. Talvig (Punkt II) an dem

westlichen Ufer des Altenfjord, dagegen Lerisfjord (Punkt III) beiläufig 35 Kilom. gegen NNO., am östlichen Ufer der Fortsetzung des Altenfjord, Varg Sund. Da nun zahlreiche Horizonte theils durch Terrassen, theils durch Felslinien in diesem Meerestheile angezeigt sind, und z. B. Sexe im Kaafjord (Punkt I) allein 9 Horizonte zwischen dem Meere und der Höhe von 200 Fuss unterschied, fehlt jeder Nachweis dafür, dass die von Bravais gemessenen Punkte in der That denselben zwei Horizonten angehören.[22]

So begreift man auch, dass Mohn auf Grund zahlreicher Messungen in demselben Fjord anstatt der zwei divergirenden und nicht horizontalen Linien von Bravais, fünf Gruppen von horizontalen Linien unterschied, und zwar in 186, 152, 128·5, 89·5 und 73·5 Fuss oder 58·3, 47·7, 40·3, 28·0 und 23·0 M.[23]

Noch eingehender ist nach vieljährigen Beobachtungen die Sachlage in den nahegelegenen Fjords des Tromsö-Stiftes von Karl Pettersen dargelegt worden. Dieser kommt zu dem Ergebnisse, dass allerdings im Hintergrunde der Fjords, also in grösserer Entfernung vom Meere, höher liegende Linienstücke angetroffen werden, dass aber nicht etwa eine Steigung in einem und demselben Systeme von Linien vom Meere landeinwärts stattfinde, sondern dass von einander vollständig unabhängige, horizontale Stücke von Linien in der Richtung von der Küste gegen das Land t r e p p e n a r t i g in immer grösseren Höhen sichtbar werden. Es scheine, als seien die Bedingungen für die Bildung solcher Linien im Grossen und Ganzen in den inneren Sundläufen früher vorhanden gewesen als an der äusseren Küste.[24]

Allenthalben sieht man, dass die höchsten Linien im Grunde der Fjords auftreten, und eine der seltenen Ausnahmen hievon ist die bald zu besprechende Linie von Trondhjem. Man sieht aber auch, dass die äussere Küste der Inseln gegen das offene Meer überhaupt sehr arm ist an ähnlichen Vorkommnissen, ja dass hochliegende Strandlinien am offenen Meer überhaupt kaum vorzukommen scheinen. Diese Linien sind ganz vorwiegend eine Erscheinung der inneren Sunde und der verzweigten Meeresarme innerhalb der vorliegenden Inseln, wo sie hauptsächlich in zurücktretenden Buchten erscheinen, und diese Umstände verbunden mit dem treppenartigen Anfügen höherer Linien gegen das Land

hin führen uns vor die Frage, ob nicht die Terrassen und Seter am Meere auf dieselbe Weise gebildet seien wie jene im Hochgebirge.

Andere sehr massgebende Erfahrungen treten hinzu.

Kjerulf, dessen meisterhafte Darstellungen sieben Breitegrade umfassen und dessen Urtheil in erster Linie gehört werden muss, vertritt in Uebereinstimmung mit älteren Aeusserungen Keilhau's die Ansicht, dass so scharf begrenzte Linien, wie sie an der norwegischen Küste sichtbar sind, nur durch unterbrochene und verhältnissmässig rasche Bewegungen des Bodens erzeugt werden können. Die Lage der meisten grossen Terrassen trage deutlich das Gepräge alter Deltaanhäufungen an sich; der Bau der Stufen selbst beweise jedoch, dass die Erhebung keine gleichmässige, sondern eine ruckweise gewesen sei.[25]

Gegen diese Meinung, dass ruckweise Erhebungen des Bodens eingetreten seien, hat sich Sexe darum ausgesprochen, weil die Höhe und die Anzahl der Linien in den einzelnen Fjords, ja in den einzelnen Abzweigungen eines und desselben Fjords nicht gleich seien, und weil überhaupt Terrassen an den Küsten der offenen See in grösseren Entfernungen von den heutigen Flussmündungen nicht beobachtet seien, obwohl doch diese Gebiete auch gehoben sein müssten. In den einzelnen Seitenthälern des Hardangerfjord, sagt Sexe, sind die Stufen ganz verschieden; im Oddathale sind 5, im Tyssedal 2, in Kinsarvik 5, im Oyfjord 2 und in Graven 4 Stufen vorhanden. An der Odda müssten fünf solcher plötzlichen Bewegungen eingetreten sein, welche Stufen in 293, 94, 80, 43 und 12 Fuss erzeugten, in dem nahen Tyssedal nur 2, welche Stufen in 253 und 115 Fuss erzeugten u. s. f. Eine solche Voraussetzung sei aber unzulässig.[26]

Noch schärfer hat Gumaelius die Ungleichheit der Stufen in benachbarten Thälern hervorgehoben. Derselbe hat alle bis zum J. 1880 bekannt gewordenen Messungen von Strandlinien und Terrassen in dem norwegischen Küstengebiete gesammelt und die Ziffern von je 10 zu 10 Fuss vereinigt. Dabei ergibt sich, dass von 10 Fuss bis 610 Fuss kein einziges Fusszehent ist, welches nicht irgend eine der Messungen umfassen würde, dass also innerhalb jedes Fusszehents von 10 bis 610 irgend eine solche Linie

bekannt ist. In örtlicher Beziehung aber zeigte sich Folgendes. Von der Südspitze Norwegens bis Jaederen ist keine Terrasse unter 90 Fuss sichtbar. Von dort bis Trondhjem ist jedes Fusszehent von 19 bis 509 Fuss vertreten; die höchsten liegen in 570 bis 579. Im Hardanger-Fjord reichen sie nicht über 390 bis 399. Im Sognefjord liegen mit zwei Ausnahmen alle erlangten Ziffern zwischen 130 und 490 Fuss.[27]

Diesen Angaben aus dem südlichen und mittleren Norwegen mag sofort beigefügt sein, dass in den nördlichen Fjords, in Tromsö Stift und Altenfjord, nur tiefere Horizonte vertreten sind und kaum irgendwo 220 Fuss überschritten werden. Die einzige allgemeine Lehre, welche sich hieraus ergibt, ist also, dass im Süden die Terrassen und Linien unter 90 Fuss und im Norden jene über 220 Fuss zu fehlen scheinen.

Aber nicht nur die Uebersichten zeigen so grosse Mannigfaltigkeit der Höhen, sondern man sieht dieselbe auch innerhalb der einzelnen Fjords. Gumaelius erwähnt unter vielen anderen Beispielen, dass zwischen dem Eidfjord und dem Eidfjord Vand in Hardanger auf einer Seite des Thales eine mächtige Terrasse in 360 Fuss zu sehen ist, während man auf der anderen Seite fünf Terrassen zwischen 10 und 300 Fuss bemerkt. So grosse örtliche Verschiedenheiten mussten aber Zweifel darüber wachrufen, ob es sich hier wirklich um Strandlinien des Meeres handle, und Gumaelius hat diesem Zweifel auch lebhaften Ausdruck geliehen.

Etwas verschieden von den Ergebnissen der norwegischen Forscher sind jene, zu welchen Hugh Miller durch eine Untersuchung der Umgebung von Trondhjem gelangt ist. Dieser Beobachter unterschied von dem Meeresspiegel bis 350 Fuss nicht weniger als 33 bis 34 meist in Thon geschnittene Terrassen, fast ausnahmslos an geschützten Stellen gelegen, und von dort aufwärts noch 9 bis 10 Stufen bis 580 Fuss; die höchsten Linien sind die beiden in den Felsen geschnittenen Seter oberhalb Ilsviken bei Trondhjem, von welchen gleich weiter die Rede sein wird.

Miller hält alle Terrassen für postglacial, da die beiden hochliegenden Seter in vom Eise gerundete Felsen geschnitten seien; da jedoch die hier bis 380 Fuss hoch bekannte Meeresfauna arktische Merkmale trage, müssten die höheren Wasserstände noch

glacial sein. Wenn wirklich ruckweise Erhebungen vorgekommen, müssten sie viel zahlreicher und geringer im Betrage gewesen sein, als in der Regel angenommen wird; es sei auch bei der grossen Zahl hier vorhandener Stufen zweifelhaft, ob alle erhalten oder ob viele durch Stürme und andere Umstände verwischt seien. Die kleineren Stufen gleichen jenen Linien, welche man nach Hochfluthen auch dort wahrnimmt, wo im Sinken des Wasserstandes keinerlei Periodicität vorhanden ist.[28]

Es ist zu bemerken, dass Miller diese letztere Angabe nur auf die kleineren und tieferliegenden Stufen bezieht. Ich habe die beiden grossen Linien oberhalb Ilsviken, welche Kjerulf zuerst beschrieb, mit Aufmerksamkeit begangen. Es sind zwei Linien übereinander vorhanden, etwa 1 Kilom. lang, zum Theile in Schiefer und zum Theile in grünem Granit geschnitten. Ihre Höhe beträgt nach Sejersted 161·1 und 177·8 M.[29] Die tiefer liegende ist viel stärker ausgeprägt und den typischen Seter zuzurechnen.

Man befindet sich auf einem mit niedrigen Sträuchern und vereinzelten Bäumen besetzten Abhange von mässiger Steilheit. An dem Fusse desselben liegt eine kleine Alluvialebene und die Stadt Trondhjem, zur Linken ein Theil des Fjords, zur Rechten, nämlich landeinwärts, regelmässig abgestuftes Schwemmland von grosser Mächtigkeit.

Einzelne seichte Wasserrunsen ziehen über den Abhang zur Ebene hinab und sind durch breite und flache Rücken getrennt. Das Rückschneiden des Felsens ist bedeutender auf den vorspringenden Rücken, dagegen schwächer oder verschwindend in den Furchen. So ist eine horizontale Strasse von wechselnder Breite entstanden, deren grösste Breite auf den Rücken liegt und bis zu 30 M. beträgt, und welche gegen den Berg durch einen steilen, aber nicht sehr hohen Absturz begrenzt ist. Dieser Absturz zeigt keine Spur von Scheuerung, sondern erscheint mehr wie ausgesprengt und gebrochen. Dieser tiefe Absatz im Felsen ist sicher weder bei steigender, noch bei sinkender, sondern bei durch lange Zeit gerade nur in dieser Höhe ruhender Strandlinie erzeugt worden. Die ausgrabende Thätigkeit muss rasch unterbrochen worden sein, sonst könnte die breite, horizontale Strasse nicht in solcher Schärfe bestehen. Insoferne ist also Kjerulf's An-

sicht zuzustimmen, wobei allerdings eine ruckweise Erhebung des Bodens nicht als die Ursache der raschen Veränderung vorauszusetzen ist. Auf die tiefer liegenden, nicht von Seter begleiteten Terrassen in weichem Thon beziehen sich meine Bemerkungen nicht.

Eine eigenthümliche Verbindung von Terrassen mit glacialen Bildungen ist vor Jahren von Codrington, später sehr ausführlich von Helland und von Holmström beschrieben worden.[30] Sie besteht in Folgendem.

Vom Meere aufsteigend, kreuzt man zuerst eine Reihe von Stufen; die oberste derselben, zuweilen eine grössere Fläche bildend, schliesst landwärts an eine Stirnmoräne, welche quer über das ganze Thal liegt und gleichsam die Terrassen krönt; wir nennen diese daher gekrönte Terrassen. Jenseits der Moräne folgt ein See, von welchem häufig nachzuweisen ist, dass er in einer Felsenmulde liegt; seine Oberfläche liegt über der Meeresfläche; sein Grund reicht oft sehr tief unter dieselbe. Zuweilen folgen landeinwärts jenseits des Sees auch noch einige Terrassen; diese sind als Binnenterrassen des Sees anzusehen.

Der See ist also durch die krönende Stirnmoräne gestaut, und die Masse von Schwemmland, in welche die gekrönten Terrassen eingeschnitten sind, steht in innigster Verbindung mit der Moräne. Schon vor Jahren hat Sexe darauf hingewiesen, dass das Schwemmland zur Zeit des Gletschers an diese Stelle geführt sein muss, denn es hätte sonst nicht über die Moräne und den See gelangen können.

Helland hebt hervor, dass diese Lage von Stirnmoräne und Terrassen vor beinahe fünfzig der grössten Binnenseen Schwedens sich wiederholt, und dass in den von ihm angeführten bezeichnendsten Fällen des westlichen Norwegen, namentlich in Hardanger, Sogne und Nordfjord, die Höhe solcher mit Seen in Verbindung stehender Terrassen kaum 100 M. übersteigt. In einem Falle, in Horningdals Vand, Nordfjord, ist die ausserordentliche Tiefe des abgedämmten Sees bemerkenswerth; sein Wasserspiegel liegt in + 54 M. und seine Tiefe ist 486 M.; er erreicht daher — 432 M.

Nicht immer ist die Moräne deutlich; der See scheint unmittelbar an die oberste Terrasse zu schliessen; dies ist der Fall, welcher am Sagel Vand, Balsfjord besprochen worden ist (II, S. 423). Pettersen

hat ein eigenthümliches Beispiel in Kvaenangen beschrieben, wo zwei kleinere Seen hintereinander vom Meere in ähnlicher Weise abgeschnürt sind. Kornerup hat aus dem südlichen Kangerdluarsuk in Grönland eine Skizze von fünf übereinanderliegenden Stufen veröffentlicht, welche von einer 400 Fuss hoch liegenden Stirnmoräne gekrönt sind.

Besonders lehrreich scheinen die Vorkommnisse im Hardangerfjord zu sein, welchen ich nicht selbst gesehen habe. Helland berichtet, dass hier der See Gravens Vand gegen das Meer abgeschlossen ist durch Schwemmland, welches abgestuft ist in 9, 16·5 und 41 M. Im Schuttlande der mittleren Terrasse liegen Baumstämme, Zapfen von Coniferen, aber auch Schalen der Haselnuss. Die postglacialen Muschelbänke reichen hier bis zur Höhe der obersten Terrasse, d. i. 41 M. Dies erinnert an die oben erwähnten verkohlten Holzstücke der Terrasse am Balsfjord, und weitere Beobachtungen müssen lehren, ob diese Pflanzenreste und mit ihnen die Zeit der Aufhäufung des Schwemmlandes einer Zwischenphase der Eiszeit angehören, oder welches sonst ihr Ursprung sei. Die Stufe selbst kann, nach der Höhe, welche die postglacialen Conchylien erreichen, erst in postglacialer Zeit eingeschnitten sein.[31]

In allen diesen Fällen war die Gletscherzunge in der Vertiefung gelegen, welche heute vom See erfüllt ist, als das Delta aufgeschüttet wurde, und dessen zuweilen sehr breite obere Fläche steht zu dem See in ähnlichen Beziehungen wie etwa die aus jungen Alluvien aufgebaute, durch die Windungen des Gletscherbaches erhöhte und ausgeglichene Ebene von Gschlöss unter dem Schlattenkees des Venediger und andere verwandte Vorkommnisse der Alpen. Es ist aber diese Anhäufung der vom Gletscher herbeigetragenen Sinkstoffe zu unterscheiden von der Bildung der Terrassen, denn diese sind durch nachfolgendes Rückschneiden in diese Anhäufung entstanden, wie die Linien im Felsen durch das Rückschneiden in das harte Gestein.

Sexe und Gumaelius haben, von der örtlichen Verschiedenheit der Höhen ausgehend, zwei verschiedene Erklärungsarten vorgeschlagen, in welchen beiden die Terrassen als Erzeugnisse einer stufenförmigen Aufschüttung bei wechselnder Zufuhr oder bei wechselnder Abschmelzung angesehen wurden, aber diese

Auffassung erklärt nicht das Vorkommen der Felslinien; ich glaube auch kaum, dass Aufschüttungs-Terrassen so scharfe Umrisse zeigen möchten, und es hat sich am Sagel Vand gezeigt, dass die unregelmässige Schichtung in der Terrasse steiler geneigt ist als ihr Abhang.

Nicht weniger bemerkenswerth ist eine andere Art des Zusammenhanges zwischen den Terrassen und den Vorgängen am Schlusse der Eiszeit, welche Pettersen in einigen Fjords zwischen 68° 50′ und 70° n. Br. erkannt hat. In jenen Gegenden trug das Eis von Schweden her tausende von Blöcken eines leicht kennbaren rothen Granits über das Land, und es ist bereits gesagt worden, dass derselbe Beobachter diese rothen Blöcke auf den Gehängen des Store Ala in Bardo bis 3200 Fuss und auf jenen des Mauken gegen den Tag Vand bis 2500 Fuss hoch angetroffen hat. In unmittelbarer Nähe des Meeres verlieren diese rothen Blöcke plötzlich ihre Höhenlage. Wohl scheinen sich Eiszungen mit solchen Blöcken, vielleicht während irgend einer Zwischenstufe des Rückzuges gegen jene Moränen, welche die Süsswasserseen im inneren Salangen abschliessen, und über den Sagel Vand unter ähnlichen Verhältnissen gegen Balsfjord vorgeschoben zu haben, aber schon in diesen beträgt das Niveau der Blöcke kaum einige hundert Fuss. An den Ufern der Fjords selbst ist ihr Auftreten horizontal abgegrenzt, und sie sind, so weit die heutigen Beobachtungen reichen, in Salangen nur bis 200 Fuss, in Malangen nur bis 160 Fuss und im Balsfjord nur bis 120—130 Fuss anzutreffen. Pettersen ist der Ansicht, dass diese Blöcke während der Abschmelzung durch Treibeis verschleppt wurden. Die obere Grenze dieser Blöcke in den Fjords gibt zugleich die obere Grenze der Terrassen.[32]

Hier ist zu bemerken, dass die grossen und hohen Inseln, welche dem Festlande vorliegen, so wie die westlichsten Theile des Festlandes selbst, welche zum Theile, wie in Lyngen, auch heute noch Gletscher tragen, gewiss zur Eiszeit nicht eisfrei gewesen sind. Sie waren im Gegentheile die Ausgangspunkte selbständiger Gletschergebiete, welche dem von Schweden herübergreifenden Inlandeise gegenüber sich ebenso verhielten wie die heutigen örtlichen Vergletscherungen des westlichen Theiles von Süd-Grönland gegenüber dem Eise des Ostens. Holm hat ge-

zeigt, dass von Cap Farewell bis gegen 60° 30′ auf der Westküste hohe Berge stehen, von welchen Gletscher ausstrahlen wie von alpinen Gebirgsgruppen, während im Osten die Höhen nur 3000 Fuss erreichen und eine schneebedeckte Eisfläche auf dem Lande lastet, aus welcher die Gipfel hervorragen, dass aber eben jetzt die Gletscher zunehmen und eine Vereinigung zu einer gemeinsamen Eisdecke sich vorzubereiten scheint. So hat auch Pettersen erkannt, dass von dem unfern der Westküste des Festlandes gelegenen, 3970 Fuss hohen Troms Tind eine mächtige Gletscherzunge quer über den heutigen Sund sich bis auf die Insel Tromsö erstreckt und diese mit den Felsarten des Troms Tind überdeckt hat.[33]

Für die Fjords des Tromsö-Stiftes lässt sich nun schon eine gewisse Gliederung und Aufeinanderfolge der Erscheinungen erkennen. Wir sehen eine gewaltige Eismasse von Schweden her durch die Pforten des Glint und über die Pfeiler desselben gegen den atlantischen Ocean vordringen, und die rothen Blöcke liegen mehr als 3000 Fuss über dem heutigen Meere. Diese Eismasse scheint in der Gegend der heutigen Fjords den Eismassen einer örtlichen Vergletscherung begegnet zu sein, welche von den Höhen an der heutigen Westküste und den Inseln ausging. Die Meeresablagerungen, welche Pettersen in Lavangen in 150 Fuss und auf Tromsö in 170 Fuss antraf und möglicherweise für interglacial hält, entsprechen dieser Altersbestimmung, denn sie müssen jünger sein als die erste und grosse Vergletscherung und älter als die tiefer liegenden Terrassen.

Nach diesem Vordringen des Eises treten die Gletscher ein zweites Mal, wenn auch in geringerer Mächtigkeit vor, ihre Stirnmoränen vorschiebend gegen den Hintergrund von Salangen, des Balsfjord und vieler anderer Meeresarme, und in diese ihre Sinkstoffe ablagernd. Jetzt folgt die Zeit der Terrassen, welche gleichzeitig ist mit dieser jüngeren Eiszeit oder mit dem späteren Theile derselben. Endlich verschwinden die Eismassen; in + 30 bis 40 Fuss lagern sich die postglacialen Muschelsande an die Küste; die grosse Tieferlegung der Thäler durch das fliessende Wasser vollzieht sich und geht bis heute fort zugleich mit der fortwährenden Bildung neuer Flussterrassen in diesen Thälern.

Endlich ist anzuführen, dass in den nördlichen Fjords zuweilen zusammenhängende Lagen von Bimsstein vorkommen. Vargas Bedemar erwähnt sie von Jupwik und vom Strande von Kwalö; Keilhau kannte solche Vorkommnisse; Roberts erwähnt von Hammerfest Bimsstein in 60—80 Fuss; Pettersen fand solchen bei Tromsö nicht selten in 30—40 Fuss; bei Bodö sollen bei einem Baue in 150 Fuss angeblich zahlreiche Bimssteinstücke mit *Cardium edule* und *Litorina* angetroffen worden sein. Aus den inneren Theilen der Fjords ist mir jedoch Bimsstein in höheren Lagen nicht bekannt. Solche Anschwemmungen konnten nur vom offenen Meere her stattfinden.[34]

Nach diesen vielfältigen Erfahrungen muss man als besonders bezeichnende Eigenthümlichkeiten dieser Vorkommnisse anerkennen: die Vereinigung von Terrassen und von scharf in den Felsen geschnittenen Seter; die Horizontalität aller Linien; das treppenförmige Uebereinanderfolgen immer höherer Linien gegen den inneren Theil des Fjords; die sehr vorwiegende Beschränkung der höchsten Linien auf den Hintergrund des Fjords oder seiner grösseren Seitenthäler; die fehlende Uebereinstimmung der Höhen dieser Linien in benachbarten Fjords oder Theilen eines und desselben Fjords; das nicht selteneVorkommen eines Sees im Gletscherbette, der thalwärts von einer Moräne abgeschlossen ist, welche gegen das Meer hin gestuftes Schwemmland krönt; dann in einigen nördlichen Fjords das Zusammenfallen der höchsten Linien mit der oberen Grenze der Ausbreitung von Blöcken auf Treibeis. Endlich scheint sich die Regel zu bestätigen, dass im südlichsten Theile Norwegens die tieferen, im nördlichen die höheren Horizonte nicht vertreten sind.

Mehrere dieser Merkmale, wie das treppenförmige Uebereinanderfolgen immer höherer Linienstücke gegen das Innere des Fjords und das Fehlen der höheren Linien gegen aussen, welches eine fast ausnahmslose Regel ist, dann die Breite der Seter, welche auf eine rasche Veränderung in dem Verhältnisse von Wasser und Land weisen, und die Ungleichheit der Höhen lassen sich mit unseren Vorstellungen von den Wirkungen des Meeresspiegels durchaus nicht in Einklang bringen. Dagegen weisen viele Umstände auf eine Beeinflussung der Erscheinung durch das Eis.

Unter solchen Umständen ist Belehrung an jenen Orten zu suchen, an welchen heute ähnliche Verhältnisse herrschen. Die heutige Eisdecke von Grönland erweist sich längs der Westküste als der Rest einer grösseren Decke, welche einstens weit gegen die Baffins Bay vortrat, alle Strassen vor den Fjords füllend und einen guten Theil der vorliegenden Inseln überdeckend. Die grössten heutigen Gletscher sind nur Ueberbleibsel der viel grösseren Eisströme der Vorzeit. Der Gletscher von Jakobshavn füllte nach Steenstrup's Angaben einst die Bucht von Disko, jener von Torsukatak die Vaigat-Strasse; die Gletscher in den Fjords von Umanak und Karrat führten eine ungeheure Eismasse über Ubekjendt Eiland hinaus; die Gneissblöcke des Festlandes wurden hinausgeschleppt auf die Tafelberge von Basalt, welche die Halbinseln und Inseln der Küste bilden. Bei der Niederlassung Nugsuak, an dem gegen das Meer vortretenden W. Ende der gleichnamigen Halbinsel, geht die Richtung der alten Scheuerung von N. gegen S., und dieser Umstand wie die ungeheuere Menge fremder Blöcke auf der vorliegenden Hare-Insel und der W. Seite von Disko möchten, sagt Steenstrup, fast darauf hindeuten, es sei die Baffins Bucht selbst einstens mit Eis erfüllt gewesen.[35] Aehnliche Angaben über die einstens weit grössere Ausbreitung des Eises liegen von vielen Stellen dieser Küste vor.

Es sind in Grönland Terrassen vorhanden und muschelführender Sand.

Allerdings erwähnt Holm in dem abgescheuerten Lande von Cap Farewell bis 60° 30′ weder Terrassen noch Conchylien; von 60° 45′ bis 61° 15′ traf dagegen Steenstrup Terrassen bis 150 Fuss, Conchylien aber nur an zwei Orten 10—15 Fuss über Hochwasser;[36] von 62° 15′ bis 64° 15′ beobachteten Jensen und Kornerup Terrassen bis 612 Fuss und Meeresconchylien bis 35 Fuss, die letzteren nur an einer Stelle der Küste. Ferner wurden Schalen des *Mytilus edulis* und der *Mya truncata* 35 Fuss hoch am Rande eines Binnensees in der Nähe des Björne-Sund angetroffen. Kornerup fügt hinzu, die Terrassen in Ameragdla (338′) und Ilivertalik (322′) seien wohl vom Meere gebildet, da sie sich in offener Lage befinden; es sei aber kaum wahrscheinlich, dass das Meer das Niveau der einzigen, höherliegenden am Björne-Sund (612′) erreicht

habe; ein Thal könne öfters durch eine Moräne gesperrt werden, und in dem dahinterliegenden Becken könnten dann Bildungen ähnlich einer marinen Terrasse entstehen. Kornerup's Bericht ist besonders lehrreich wegen der Darstellung der Einwirkung von Ebbe und Fluth auf die gewaltige Masse von Sand und Thon, welche der grosse Gletscher von Frederikshaab vor sich her ins Meer trägt: in der Zone des Unterschiedes der Gezeiten vollzieht sich täglich die Ausebnung. Von 66° 55′ bis 68° 30′ trafen dieselben Beobachter Terrassen bis 380 Fuss, aber Schalthiere nur an einer einzigen Stelle in 20 Fuss. Von 69° bis 72° 30′ endlich fanden Hammer und Steenstrup Terrassen bis 478 Fuss und Conchylien bis 190 Fuss.[37] Diese hochliegenden Conchylien trifft man nur zu Pagtorfik (Umanak) in geschichtetem Basaltsande, und es scheint wohl aus verschiedenen Schilderungen, namentlich aus jenen Nordenskjöld's, sich zu ergeben, dass sie von etwas höherem Alter seien.[38] In Kugsuak (Diskofjord) erwähnt Steenstrup Schalen von *Mya truncata* in einer 172 Fuss hohen Terrasse und im Nordfjord liegen Schalen zu beiden Seiten des Fjords in 70—80 Fuss. Die anderen Vorkommnisse liegen nur 20 Fuss über dem Meere, und als jüngste Bildung, knapp über Hochwasser, erscheinen im Diskofjord Bänke mit *Mytilus edulis*. Steenstrup stellt sich die Frage, ob die Veränderung der Strandlinie stetig oder ruckweise erfolgt sei, und hält das Letztere für wahrscheinlich, weil die Terrassen oft so scharf gezeichnet seien; man sehe jedoch, dass dieselbe Terrasse an einer Stelle einen gleichmässig schrägen Abfall besitzt, während sie an einer anderen in mehrere Stufen sich theilt, so dass örtliche Einflüsse geltend sein müssen.

Aus dem Gesagten ergibt sich, dass längs der Küste in 20 bis 35 Fuss über Hochwasser an einigen Punkten bis Disko muschelführender Sand in einer ähnlichen Lage vorhanden ist, wie der postglaciale Sand der norwegischen Westküste, und dass Meeresconchylien in höherer Lage bisher nur in dem nördlichsten dieser Gebiete gefunden wurden. Die Terrassen erreichen viel bedeutendere Höhen. Dabei ist jedoch zu erwähnen, dass die Conchylien und Echiniden der Gegenwart das süsse und schlammige Wasser in der Nähe der Gletscher stets meiden, und dass ihr Vorkommen die Abwesenheit von Eis in der Nähe bezeichnet

Nun vergleichen wir die beiden grossen Gletscher von Frederikshaab und Jakobshavn.

Wir folgen für den ersten wieder den Darstellungen von Jensen und Kornerup.[39] Mit grosser Breite und fächerförmig gestellten Klüften tritt Frederikshaabs Isblink, der grosse Abschwung, gegen das Meer vor; etwa 8·5 Kilom. breit ist das flache Vorland, das er vor sich her trägt. Er selbst ist nur das sich erweiternde Ende eines Stromes von Inlandeis, der von Jensen's Nunatakker her in SW. Richtung vorwärts drängt. Indem dieser Eisstrom sich

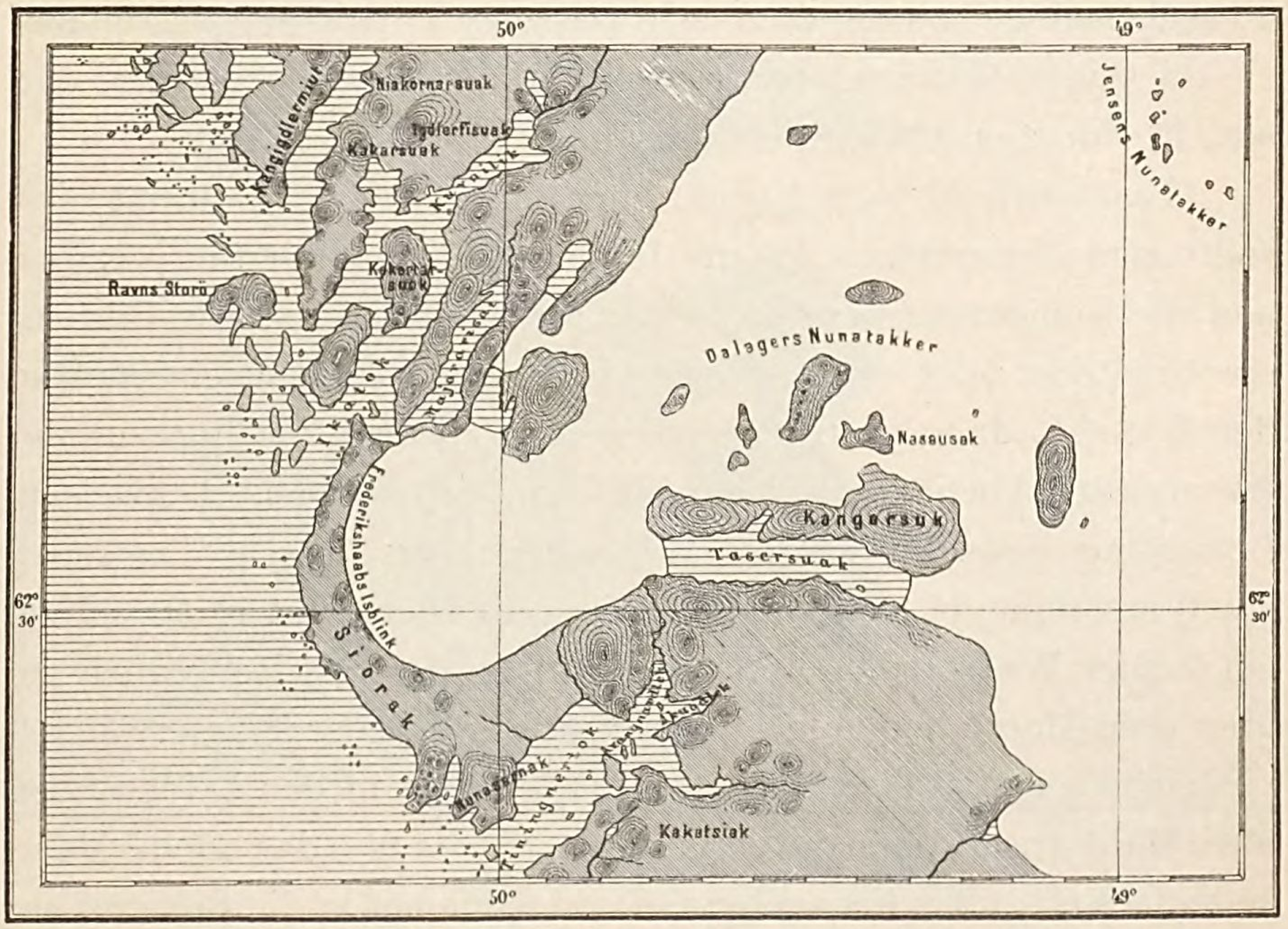


Fig. 37. Frederikshaabs Isblink. (Nach Hammer.)

bewegt, schliesst er an seiner Südseite den Süsswassersee Tasersuak ab, dessen Spiegel in + 940 Fuss liegt und bedeckt ist von Schollen, welche auf zwei Seiten das kalbende Eis abgibt. Die Grönländer bewahren die Ueberlieferung, dass Tasersuak ein Fjord gewesen sei, den das Eis abschnürte, und dass man mit Frauenbooten in denselben gelangen konnte. So scheint es in der That zu sein, obwohl der Reisende Dalager im Jahre 1751 diesen selben See bereits gekreuzt haben dürfte. Der See steht durch einen Canal im Eise in Verbindung mit einem kleinen, in 640 Fuss gelegenen See, und von

diesem ergiesst sich ein Fluss in den tiefen, aber süssen inneren Theil von Tiningnertok, einem Fjord, welcher durch die vom Eisblink ausgehende Verlandung jetzt gänzlich vom Meere abgesondert ist.

Aehnlich sind die Vorkommnisse an der Nordseite des Eisstromes. Zwei ziemlich bedeutende Süsswasserseen werden durch ein T-förmiges Vordrängen des Eises gebildet; ihre Höhe über dem Meere ist nicht bekannt; sie sind mit Eisschollen bedeckt wie Tasersuak. Unter ihnen liegt der Fjord Majorarisat, welcher im Jahre 1878 nur dadurch eine schmale Verbindung mit dem Meere aufrecht halten konnte, dass er in reissender Strömung das Inlandeis an seiner Mündung unterwusch. Majorarisat im Norden entspricht Tiningnertok an der Südseite.

Tasersuak ist 33·8 Kilom. lang und 5·6 Kilom. breit; hier, sollte man voraussetzen, könnte durch das unausgesetzte Eistreiben und die Temperaturverschiedenheit die Gelegenheit zur Bildung einer Felslinie oder eines Absatzes im Felsen gegeben sein. Würde der See sich dann plötzlich entleeren, so würde ein horizontaler Absatz zurückbleiben, welcher als das Zeichen einer ‚ruckweisen' Bewegung gedeutet würde. Wir sehen also, dass in Tasersuak ein Wasserspiegel vorhanden ist in 940 Fuss; unter demselben ein kleiner Wasserspiegel in 640 Fuss; an der Nordseite auch ein über dem Meere liegender, doch nicht gemessener Wasserspiegel, vielleicht sogar zwei in verschiedenen Höhen in den beiden Seen über Majorarisat, dann die verlandeten Fjords und das offene Meer. Jedenfalls trägt das Eis auch Sand und Schlamm in die Binnenseen; entleeren sie sich einst nur zum Theile, so wird dort die Gelegenheit zum Einschneiden von Terrassen vorhanden sein. Es ist also von 940 Fuss bis zum Meeresspiegel in verschiedenen Höhen die Gelegenheit zur Bildung von horizontalen Linienstücken und Stufen vorhanden, ohne dass irgend eine Schwankung des festen Landes oder des Meeresspiegels hiezu erforderlich wäre.

Die ausserordentliche Mannigfaltigkeit der Verhältnisse, welche auf diesem Wege geschaffen werden, tritt noch deutlicher hervor, sobald man ein zweites Beispiel, den Eisfjord von Jakobshavn, zu Rathe zieht.

Dieser Fjord wurde zum ersten Male von Rink beschrieben; an dem grossen Gletscher, welcher in demselben das Meer erreicht, zeigte Helland im J. 1875 zum ersten Male die ausserordentliche Raschheit der Bewegung dieses Ausflusses des Inlandeises; die ausführlichste Darstellung hat Hammer gegeben.[40]

Der Eisstrom bricht fortwährend kalbend ab; die Höhe seines lothrechten Abbruches beträgt beiläufig 200 Fuss, doch erhebt sich seine Oberfläche landeinwärts bald über 1000 Fuss. Seine mittlere Geschwindigkeit kann nach Hammer auf 50 Fuss im Tage

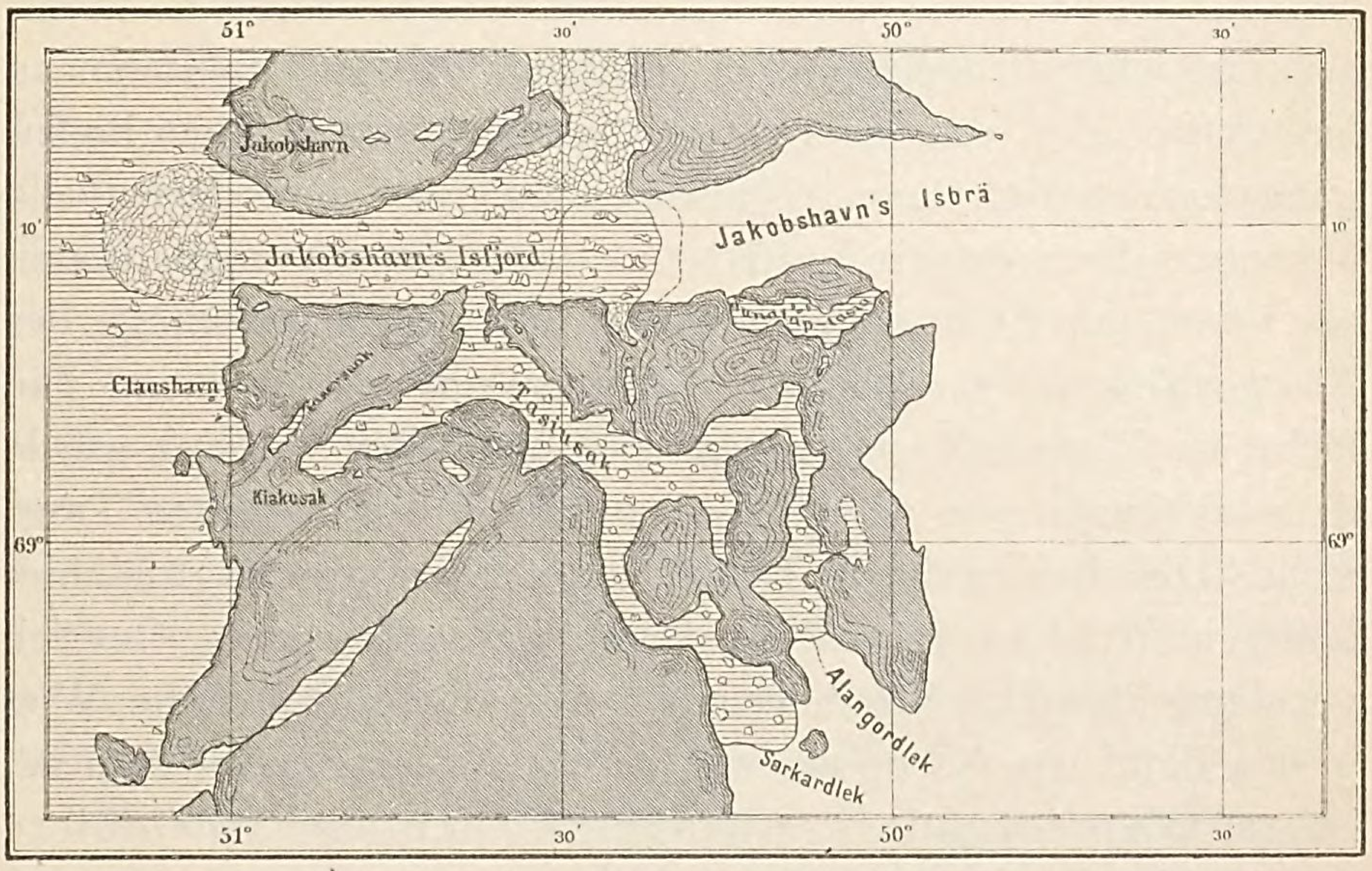


Fig. 38. Jakobshavns Isfjord. (Nach Hammer.)
(Im Massstabe von Fig. 37.)

angenommen werden; die Linie im Meere stellt den Abbruch dar, wie er im J. 1850 von Rink gesehen wurde; Helland traf den Gletscher im J. 1875 kalbend in der Mitte der kleinen Bucht an der Südseite; die Linie auf dem Eise ist nach Hammer der Stand des Herbstes 1879, und die Karte stellt jenen des März 1880 dar; um 4·2 Kilom. war derselbe seit 1850 zurückgewichen. Mit seinem südlichen Rande schliesst er heute den grossen Süsswassersee Nunatap-tasia ab. Der Wasserspiegel dieses Sees liegt in + 165 Fuss und sein Grund senkt sich gegen Westen, wo Hammer seine 5·6 Fuss dicke Eisdecke durchstiess, beiläufig 100 Fuss unter das Meer. Würde der

Gletscher nur noch kurze Zeit seine rückläufige Bewegung fortsetzen, so würde Nunatap-tasia entleert und wieder ein Theil des Fjords werden. Dringt dagegen der Gletscher über den Stand von 1850 hinaus vor, so erreicht er sehr bald die enge Mündung des grossen und verzweigten Fjords Tasiusak, welcher jetzt schon mit Eisschollen gefüllt zu sein pflegt, und ebenso ist das äussere Stück von Jakobshavn's Eisfjord durch den grössten Theil des Jahres wegen der Eismassen unfahrbar, so dass Tasiusak in der Regel über eine Tragstelle S. von Claushavn erreicht wird. Würde nun Tasiusak geschlossen und würden dabei die nur langsam vorschiebenden Gletscherarme Alangordlek, welcher ausnahmsweise Moränen trägt und Sarkardlek, der in 1 Kubikm. Wasser 387 Gramm an Sinkstoffen zeigt, vom Meere abgeschnitten, so würden hier Bedingungen geschaffen, deren Aehnlichkeit mit jenen, unter denen viele Terrassen der norwegischen Küste entstanden sein mögen, kaum einer weiteren Erläuterung bedarf. Unter dem Abschwunge des Alangordlek würden gekrönte Terrassen entstehen können. Die Höhe des Wasserspiegels im ganzen Gebiete des Tasiusak würde dann abhängen von der Höhe der tiefsten nicht vereisten Tragstelle. Die eben erwähnte Tragstelle bei Claushavn trägt in einer Mulde in 102 Fuss Höhe den Süsswassersee Tasersuak. Oestlich von demselben führt über einen nur 207 Fuss hohen Rücken der Weg in den Fjord von Kiakusak, welcher ein Nebenarm des Tasiusak ist. Im Hintergrunde von Kiakusak aber, also im Gebiete des Tasiusak, liegen wirklich bereits Terrassen bis zur Höhe von 200 Fuss. Würde also der Eisblink von Jakobshavn vorrücken, so würde neuerdings die Bedingung zu ihrer Bildung gegeben sein, und zwar in derselben Höhe und ohne jede Veränderung der Strandlinie des Meeres.[41]

Noch ein Wort mag über Nunatap-tasia gesagt sein. Er ist jetzt ein Behälter für das Schmelzwasser des Gletschers. Hammer hat durch seine in der strengsten Jahreszeit durchgeführten Untersuchungen gezeigt, dass den ganzen Winter hindurch süsses Wasser aus dem Gletscher fliesst, so dass es zu gewissen Zeiten über der Eisdecke des Sees steht. Im Herbst ist der Wasserspiegel am höchsten und im März um etwa 3 Fuss tiefer; am 1. April 1880 wurde die Temperatur der Luft — 20·3° und jene des Eises

6 Zoll unter der Oberfläche — 19·6° gefunden. Es sind geringe Schwankungen der Wasserfläche und sehr grosse Verschiedenheiten der Temperatur vorhanden, welchen der Fels ausgesetzt ist, und es lässt sich vermuthen, dass solche Umstände der Erzeugung einer bleibenden Marke im Felsen besonders günstig sein müssen.

Ob der vorrückende Gletscher von Jakobshavn auch in dem Fjord Sikui-juitsok an seiner Nordseite bei dem Abschlusse desselben ähnliche Erscheinungen hervorbringen würde, ist zweifelhaft, denn dieser ist nach Hammer's Angaben schon heute so sehr mit Eis überlastet, dass er sich wahrscheinlich dann ganz und gar mit Eis füllen würde.

Würden nun die Ausflüsse des Inlandeises wieder wie vor Zeiten durch Karrat, Umanak, Waigat, Diskofjord u. s. w. sich in das Meer vorschieben, so würde wahrscheinlich innerhalb Ubekjendt Eiland, innerhalb Disko und an vielen anderen Stellen in noch viel grösserem Maasse die Gelegenheit zur Bildung von Linien und Stufen in der ausserordentlichsten Verschiedenartigkeit der Höhen und der Ausdehnung geboten sein. Darum sind auch alle Seter und die grosse Mehrzahl der Terrassen in den Fjords des westlichen Norwegen als die Denkmale des zurückweichenden Eises und nicht als die Denkmale eines schwankenden Meeresspiegels oder gar von Schwankungen der Erdfeste anzusehen.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass während und nach der Zeit der grossen Ausbreitung des Eises in Norwegen eine vorwiegend negative Verschiebung der Strandlinie daselbst eingetreten ist; das wiederholte Vorkommen von Meeresconchylien über dem heutigen Meeresspiegel ist dafür der Beweis. Eben so sicher ist es, dass heute noch die norwegischen Flüsse ihre Ufer umgestalten, und im Stande sind, neue Stufen zu erzeugen. Die Seter und Stufen in den Fjords tragen aber an den meisten Stellen Merkmale an sich, welche weder den Bildungen des Meeres, noch jenen der Flüsse, dafür aber ganz und gar jenen Voraussetzungen entsprechen, welche durch die Bewegung der Eiszungen in Grönland geschaffen werden.

Die Terrassen und die Seter auf dem Gehänge des Dovrefjeld und in Lappland jenseits der schwedischen Wasserscheide

sind also trotz ihrer hohen Lage nur Glieder einer und derselben Reihe von Erscheinungen, welchen auch die Stufen und Seter in den Fjords angehören. Das treppenartige Uebereinanderfolgen von Stücken wagrechter Linien, welche gegen das Innere eines Fjords in immer höheren Horizonten erscheinen, ist also nichts Anderes als der Nachweis, dass dieser ganze Fjord vom Eise gesperrt gewesen ist; anfangs war er ein kleinerer See in hohem Niveau vorhanden, dann, als das Eis wich, wurde entweder durch Blosslegung tiefer liegender Ejde oder durch die Beschaffenheit des Eises selbst in geringerer Höhe ein grösserer See erzeugt u. s. f.

Nun mag man verschiedene Typen unterscheiden, wie die Absperrung eines Thales durch das Zurückweichen eines früher bergwärts bewegten Eisstromes (Dovrefjeld, Sitas-Jaur), oder durch das Vorüberstreichen eines Eisstromes quer auf die Mündung, der auch nur als Eismasse auf dem Boden des Meeres liegen mag, wie es gewiss in den meisten Fjords der Fall war, oder es mag sich dasselbe in kleinerem Massstabe an Querthälern zeigen mit einfachem Abschlusse (Lochaber, Rofn, Marjälen, Arandu in Basha) oder mit doppeltem Schlusse (Tasersuak am Gletscher von Frederikshaab, Nunatap-tasia an jenem von Jakobshavn), oder es mögen Zwillingsseen mit T-förmigem Abschlusse entstehen (oberhalb Majorarisat); stets, in den Thälern der Alpen, des Himalaya, Schottlands und Norwegens, in den Fjords Norwegens und Grönlands sind es in ihren Grundzügen dieselben Merkmale, welche die wechselnde Bewegung des Eises zurücklässt. Alle diese Typen der Abschliessung und mit ihnen die gekrönten Terrassen sind nur untergeordnete Abänderungen jener in stark vereisten Ländern so häufig sich wiederholenden Erscheinung, welche Nordenskjöld schon im J. 1870 als eine der bezeichnendsten hervorhob, nämlich des Auftretens eines Süsswassersees an der Grenze von Eis und Felsen.[42]

Es ist während der Eiszeit und noch nach derselben der Strand in Norwegen höher gestanden als heute; jene Terrassen, welche in sehr offenen Buchten sichtbar sind, wie etwa im Fjord von Christiania, welcher wesentlich verschieden ist von den engen Fjords des Nordens, mögen auch wahre Anzeichen der Meeresufer sein, wie es z. B. die offenliegenden Terrassen des westlichen Patagonien sind,

aber die Seter sind keine solchen Anzeichen und viele unter den Terrassen der norwegischen Westküste, namentlich die hochliegenden, sind es auch nicht. Gekrönte Terrassen sind in Schuttkegel von Thälern geschnitten, durch welche sich wenigstens zeitweise Gletscher bewegt haben. Die Wasserfläche, welche diese Stufen schnitt, kann offenes Meer oder ein umgrenzter See gewesen sein.

Jene Fjords des Nordens, welche ich selbst zu sehen Gelegenheit hatte, gleichen vollständig überflutheten Thälern. Die grösseren oberitalienischen Seen, Lago Maggiore, der Comer- und Gardasee bieten denselben Eindruck. Sie sind durch Schuttland abgegrenzt, wie so viele kleinere Seen im Hintergrunde der Fjords, und da Moränen an ihrem Ausgange stehen, erinnert die oberitalische Ebene sogar in gewissem Sinne an das gekrönte Schuttland vor den norwegischen Seen. Stapff vergleicht die hochliegenden Stücke von Strandlinien im Tessinthale mit jenen von Trondhjem, und sie mögen ähnlicher Entstehung sein. Omboni's Darstellung des Etschgletschers, wie er unterhalb Trient im engen Thale sich staut, abgelenkt wird in das Sarcathal und vereinigt mit dem Sarcagletscher den Gardafjord erreicht, lässt sich auf manches norwegische Gebiet anwenden.[43] Dort allerdings ist das Eis in den Thälern bergwärts gegangen, erst in breiter Masse, dann an der Mauer des Glint gestaut, dann mit beschleunigter Durchflussgeschwindigkeit die Thäler ausschürfend jenseits der ursprünglichen Pforten, bis endlich jenseits der alten Wasserscheide der Ocean erreicht wurde. Auch bleiben die tiefen Sättel der Ejde dem Norden eigenthümlich.

Anmerkungen zu Abschnitt VIII: Die norwegischen Strandlinien.

1 Die mit einem *) bezeichneten Höhen wurden mittelst eines vortrefflichen Aneroids ausgeführt und mit den Beobachtungen der meteorologischen Station zu Tromsö verglichen. Hr. Director Hann hat die Güte gehabt, die Berechnungen durchzuführen. Andere Höhenangaben sind der von der norwegischen Regierung herausgegebenen Amtskarte entnommen. Bei den häufigen Angaben runder Ziffern von Seite der Beobachter hat es mir unausweichlich geschienen, zu wiederholten Malen den norwegischen Fuss (1 norw. Fuss = 0·3137 M.; 1 Meile = 11.295·8 M.) in diesem Abschnitte einzuführen.

2 Prof. v. Kerner sagt mir, dass *Sessleria caerulaea* in der Regel solche Elfenringe bildet, und dass das Aussterben des Pflanzenwuchses innerhalb der grünen Umrandung auf zweierlei Art bewirkt wird: bei Pflanzen mit radial auskriechenden Rhizomen dadurch, dass die alten Rhizomglieder in der Mitte absterben und verwesen, ohne dass sich sofort dort neue Pflanzen ansiedeln, zweitens aber auch dadurch, dass die rasigen Pflanzen einer Wiese durch das radial auswachsende Mycelium eines Pilzes getödtet werden.

3 K. Pettersen, Det nordl. Norge under den glaciale og postglac. tid; III Granitisk flytblokkeström udefter Balsfjorden; Tromsö Mus. Aarsh. 1884, VII, p. 1—12.

4 Steintafeln mit den königlichen Namenszügen und den Jahreszahlen 1763 und 1827 sind an dieser Stelle in eine aufgehäufte Steinpyramide eingefügt; zur Rechten und zur Linken ist der Wald, so weit überhaupt welcher vorhanden ist, wie eine breite Strasse auf der Linie der Reichsgrenze ausgehauen, ein eigenthümlicher Anblick in der Wildniss.

5 Im Jahre 1875 ist in der Nähe von Sörgaard ein gewaltiges, mehr als hausgrosses Stück der aus Quarzit bestehenden Felswand von der Höhe herabgestürzt und zum Staunen der Bewohner aufgellend von dem Wiesengrunde weit gegen die Mitte des Thales hin frei gesprungen; dort liegt es heute ganz vereinzelt.

6 Diese Ziffer weicht von jener der norwegischen Amtskarte (341′ = 106·9 M.) wesentlich ab; sie ist der Durchschnitt von drei an verschiedenen Tagen vorgenommenen Messungen. Nachfolgende Beobachter mögen entscheiden. Auch Sörgaard müsste, wenn Strömsmoen 106·9 M. hoch läge, selbstverständlich höher als 103·3 M. liegen; auch hier ist meine Ziffer der Durchschnitt aus zwei nahe übereinstimmenden Messungen.

7 K. Pettersen, Det nordl. Norge etc.: VIII, Bardodalen, und XI, Granitisk flytblokkeström udefter Maalselv, Bardo og Salangsdal; Tromsö Mus. Aarsh. 1885, VIII, p. 1—4 und 23—38.

8 Th. Kjerulf, Om Skuringsmaerker, Glacialformationen, Terrasser og Strandlinier; Univers. Progr. f. and. Halvaar 1872, 4°, Christiania, 1873, u. a. and. Ort.

9 J. Durocher, Etudes s. l. phénom. erratiques de la Scandinavie; Bull. soc. géol. 1846/47, 2. ser., IV, p. 29—89 u. a. and. Ort.

10 J. C. Hörbye, Fortsatte Jagtaggelser over de errat. Phänomener; Nyt Magaz. f. Naturvid. X, 25 pp., Karte, und insb. dess.: Observations sur les Phénomènes d'Erosion en Norvège, publ. par B. M. Keilhau; Progr. de l'Univ. de Christiania pour le 1. sém. 1857; 4°, 56 pp., Karten, insb. p. 23, 24.

[11] Andr. M. Hansen, Om seter eller strandlinjer i store höider over Havat; Arch. f. Math. og Naturv. 1885, X, p. 329—352, Karte.

[12] A. G. Högbom, Glaciala och petrogr. Jaktagg. i Jemtlands Län; Sver. geol. Unders. ser. C, 4°, 1885, 38 pp., Karten.

[13] Svenonius, Geol. Fören. Förhandl. Stockholm, Sitzung v. 10. April 1885, VII, p. 608, und Note in 1886, VIII, p. 56, 57.

[14] A. Kornerup, Geol. Jagttagels. fra Vestkyst. af Grönland (62° 15' — 64° 15' n. Br.); Meddelels. om Grönl. 1879, I, p. 106 u. folg.

[15] M. Honsell, Die Correction der Mündung des Neckars in den Rhein; Allg. Bauzeitung, 1871, XXXVI, S. 383—422, Karten, insb. S. 401, Taf. 67, Fig. I und IV; dess.: Die Correction des Ober-Rhein; Beiträge zur Hydrographie des Grossh. Baden, 4°, Carlsruhe, 1885, III. Heft, S. 46.

[16] J. A. D. Jensen, Expeditionen til Syd-Grönland i 1878; Meddelels. om Grönl. 1879, I, p. 17—76; Kornerup a. ang. Ort. p. 115, 128, und a. and. Ort.

[17] Am. Helland, Om Dannelsen af Fjordene, Fjorddalen, Indsöerne og Havbankerne; Ofvers. Vet. Akad. Förh. Stockholm, 1875, N° 4, p. 25.

[18] Kornerup a. ang. Ort. p. 109.

[19] Th. Kjerulf, Die Geol. des südlichen und mittleren Norwegen; deutsch von A. Gurlt; Bonn, 1880, S. 2—23.

[20] Otto Torell, Undersökningar öfver istiden; Ofvers. Vet. Akad. Förh. 1872, XXIX, 10, p. 25—66 und 1873, XXX, 1, p. 47—64.

[21] Rapport sur un Mém. de M. A. Bravais, relatif aux lignes d'ancien niveau de la mer dans le Finmark; Compt.-rend. 1842, XV, p. 838; auch Ch. Martins, Du Spitzberg au Sahara; Paris, 1866, p. 127—136. — In dem Berichte über Bravais' Beobachtungen spricht sich E. de Beaumont (ebendas. p. 840, Note) gegen die Voraussetzung eines vorübergehenden Abschlusses durch Eis aus, weil ausser zahlreichen anderen Unmöglichkeiten die Oberfläche eines Gletschers zu veränderlich sei, um andauernde Wasserstände zu erzeugen. Es wird aus Bravais' Beobachtungen im Gegentheile ein Bruch oder eine Beugung der Erde in der Nähe von Rastabynaes gefolgert, wo die Neigung der Linien gegen einander eine wesentliche Aenderung erfährt. In demselben Berichte weist Biot auf mögliche Aenderungen in der Schwere an einzelnen Orten (p. 846).

[22] S. A. Sexe, Om nogle gamle Strandlinier; Archiv f. Mathem. og Naturvid. Kristiania, 1876, I, p. 17, Karte.

[23] H. Mohn, Bidrag til Kundskaben om gamle Strandlinier i Norge; Nyt Magaz. for Naturvid., Christiania, 1877, XXII, p. 41 u. folg.

[24] K. Pettersen, Terrasser og gamle Strandlinjer; Tromsö Mus. Aarsh. 1880, III, p. 34, 36, 52; deutsch von R. Lehmann, Zeitschr. ges. Naturw. Halle, 1880, LIII, S. 820, 821, 837. Die besonders langen Linienstücke von Viken (101'), Sandviken (113') und Grepstad (123') an der Südseite der Insel Kvalö in Malangen wurden von Pettersen als Beispiele dieses treppenartigen Hinzutretens neuer Linienstücke geschildert. — Das Abbrechen der einzelnen Linienstücke im Altenfjord bespricht auch Sexe am angef. Orte, p. 13 u. folg.

[25] Kjerulf, Die Geol. des südl. und mittl. Norwegen, deutsch. Ausg. S. 12, und an viel. and. Ort. Auch Bravais nimmt ruckweise Erhebungen an, welche jedoch im Binnenlande stärker gewesen seien als an der Küste; aber auch Kjerulf ist der Ansicht, dass sich aus der Lage der Terrassen ‚keine geneigte Ebene construiren lasse'.

[26] S. A. Sexe, On the Rise of Land in Scandinavia; Univ. Progr. Christiania, 1. Sem. 1872.

[27] O. Gumaelius, Några reseanteckningar från Norge, II. Rullstensgrus, terrasser och nutida bildningar af bergartsspillor; Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 1880—1881, V, p. 175—207.

[28] Hugh Miller, Some Results of a detailed Survey of the old Coast-Lines near Trondhjem, Norw.; Brit. Assoc. 1855; Nature, Octob. 8. 1885, p. 555.

29 Sejersted, mitgetheilt von R. Lehmann, Neue Beitr. zur Kenntniss der ehemal. Strandlinien im anstehenden Gestein in Norwegen; Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle, 1881, LIV, S. 60, 68; Kjerulf hat diese Linie zuerst beschrieben; Om Skuringsmärker etc., II. Theil; Univ.-Progr. Christiania, 2. Sem. 1875, p. 91, werden 462′ und 510′ als die Höhen angegeben; Mohn fand 160·7 und 178·5 M.

30 T. Codrington, On the probably glacial Origin of some Norwegian Lakes; Quart. Journ. geol. Soc. 1860, XVI, p. 345—347; Amund Helland, Om Beliggenheden af Moraener og Terrasser foran mangde Indsöer; Ofvers. Vetensk. Ak. Förh. 1875, XXXII, p. 53—82; auch Quart. Journ. geol. Soc. 1877, XXXIII, p. 165—172; Leon. Holmström, Om moräner och terrasser; Ofvers. Vetensk. Ak. Förh. 1879, N° 2, p. 5—47, Taf.

31 K. Pettersen, Kvaenangen; et bidrag til besvarelse af spörgsmaalet om Fjorddannelsen; Tromsö Mus. Aarsh. 1881, IV, p. 1—36, Karte; Kornerup, Meddelelser om Grönl. 1881, II, p. 186; Helland, Om en Stigning af Landet ved Hardangerfj. i en geol. saerdel. naer Tid; Geol. För. Stockh. 1875, II, p. 120—125.

32 K. Pettersen, Det nordl. Norge unt. d. glac. og postglac. tid, III. bidr.; XI, Granitisk flytblokkeström udefter Maalselv, Bardo og Salangsdal; Tromsö Mus. Aarsh. 1885, VII, p. 23—38.

33 G. F. Holm, Geogr. Undersögn. af Grönlands sydligste Del; Meddelels. 1883, VI, p. 174 u. folg.; K. Pettersen, Det nordl. Norge etc., IX, Tromsdalen, Tromsö Mus. Aarsh. 1885, VII, p. 5—20.

34 Vargas Bedemar, Reise nach dem hohen Norden; 8°, Frankfurt a. M., 1819, II, S. 99, 289; ders.: Arktis II; Arch. f. Math. Naturvid. 1881, p. 476.

35 K. J. V. Steenstrup, Bidr. til Kjendskab til de geogn. og geogr. forhold i en Del af N. Grönland; Meddelels. 1883, IV, p. 213, 220.

36 G. F. Holm, Geogr. Undersög. af Grönlands sydligste Del; ebendas. 1883, VI, p. 149—192; K. J. V. Steenstrup, Bemärkn. til et geognost. Oversigtskaart over en Del af Julianehaab's Distrikt; ebendas. 1881, II, p. 39—40.

37 A. Kornerup, Geol. Jagttag. fra Vestkysten af Grönland (62° 15′—64° 15′ n. Br.); ebendas. 1879, I, p. 94—102; dess.: Geol. Jagttag. fra Vestk. af Grönl. (66° 15′—68° 15′ n. Br.); ebendas. 1881, II, p. 181—189; K. J. V. Steenstrup, Bidr. til Kjendskab etc. p. 227—236.

38 A. E. Nordenskiöld, Redogörelse för en expedit. till Grönland, år 1870; Öfvers. Vet. Ak. Förh. Stockholm, 1870, N° 10, p. 1018.

39 J. A. D. Jensen, Indlandsisen öst for Frederikshaabs Isblink, 1878; Meddelels. 1879, I, Kaart C.

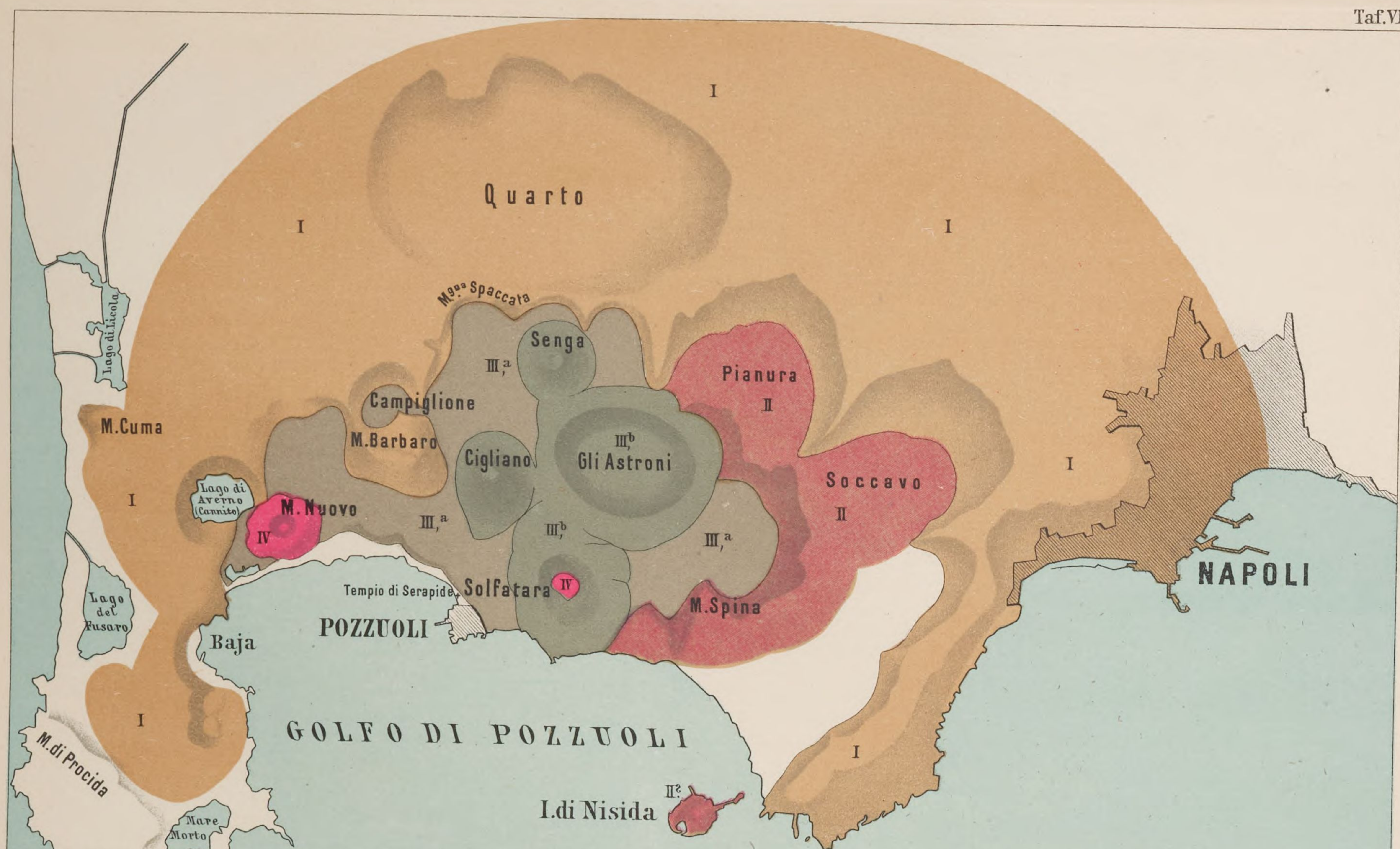
40 R. R. J. Hammer, Undersög. ved Jakobshavns Isfjord og närmeste Omegn; Vinteren 1879—1880, Meddelels. 1883. IV, p. 1—68, Karten.

41 Als Rink und nach demselben Helland das südliche Ufer des Eisfjord von Jakobshavn besuchten, meinten sie in der Bucht Tivsarigssok, einer Nebenbucht dieses Ufers sich aufzuhalten, welche nach Aussage der Grönländer Seehunde enthalten sollte, deren Fleisch den Geschmack von Renthierfleisch hat. Hammer ist aber der Meinung, dass die Seehundsbucht Tivsarigssok weiter landeinwärts gelegen und ganz vereist war, und dass Rink und Helland sich in der Bucht Kangerdlukasik befunden haben. Ich erwähne dies als ein Beispiel der wechselnden Vereisung der Nebenbuchten; Am. Helland, Om de Isfyldte Fjorde og de glac. Dannelser i N. Grönl.; Arch. f. Math. og Naturvid. Kristiania, 1876, I, p. 74, Note, und Hammer a. ang. Ort.

42 Nordenskiöld, Redogörelse, p. 1007, Fig. 2. Auch plötzliche Ausbrüche von Wassermassen sind in Grönland bekannt, z. B. Kleinschmidt, Meddelels. II, p. 132; die beiden Fjords Tangnera und Mamak, welche die Insel Christian IV. durchschneiden (60° n. Br.) sind nur durch ein 1000 Schritt breites Haufwerk, wahrscheinlich einen Bergsturz, getrennt, Holm, ebendas. IV, p. 166.

43 F. M. Stapff, Strandbilder; Zeitschr. d. geol. Ges. 1882, XXXIV, S. 53; G. Omboni, Delle antiche Morene vic. ad Arco nel Trentino; Atti Ist. venet. 1876, 5. ser., II, p. 457—467.

Taf. VIII.



Schematische Darstellung der Reihenfolge der phlegräischen Ausbrüche.

Kartogr. lith. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.

NEUNTER ABSCHNITT.

Der Serapis-Tempel bei Puzzuoli.

Die Nordwestküste Italiens. — Lage des Serapis-Tempels im phlegräischen Krater. — Der Tempel bis zum J. 1538. — Der Ausbruch von 1538. — Ausgrabung des Tempels und heutiger Zustand. — Verschiedenartige Erklärungen. — Vulcanische Erscheinungen.

Die nordwestlichen Umrisse Italiens haben einen Theil jener Mannigfaltigkeit, welche aus der Zertrümmerung des Faltengebirges hervorging, durch junge Verlandung wieder verloren. Einzelne Trümmer ragen noch als selbständige, felsige Inseln zwischen Corsica und der Küste des Festlandes aus dem Meere hervor; andere Glieder dieses Archipels sind, wie der M. Argentario, durch Nehrungen an das Land geknüpft, andere verbindet höher liegendes marines Sediment von etwas höherem Alter, andere sind orographisch mit dem Hauptstamme des Appennin zusammenhängende Ausläufer desselben.

Unter den Ablagerungen, welche jünger sind als die Tertiärzeit, lassen sich hier zwei Bildungen leicht unterscheiden. Eine junge Meeresablagerung tritt in horizontalen Flächen, etwa 15—20 M. über dem heutigen Meere, in beträchtlicher Ausdehnung auf, erreicht aber an den Gehängen grössere Höhen; dies ist das älteste Glied, und hieher rechnen wir die sogenannte marine Panchina von Toscana. Sie pflegt überfüllt zu sein mit Conchylien, welche mit jenen des heutigen Meeres ganz übereinstimmen, aber enthält doch noch eine geringe Anzahl erloschener Arten, darunter auch *Cyprina islandica* aus den nordischen Gästen.[1] Lotti traf diese Panchina auf Elba in 20—25 M., an einer Stelle aber bis etwa 200 M., auf Giglio in 15 M., auf Cerboli, O. von Elba, in 30 M., an der livornesischen Küste in 15—25 M., doch an einzelnen Punkten bis 69 M., und bei

Campiglia in 165 M. Th. Fuchs beschreibt sie als ein ausgedehntes flaches Hügelland, von Orbitello bis Montalto durchwegs etwa bis 20 M. ansteigend. Aus Corsica nennen sie Hollande und Reusch in 15—20 M.[2] Diese Meeresbildung entspricht, wie die einzelnen Schollen beweisen, welche an den Abhängen haften, einem ziemlich hohen Stande des Strandes. Sie ist gewiss von vorgeschichtlichem Alter und trennt sich, wo nicht Irrung durch Küchenreste wie auf Corsica herbeigeführt worden ist, scharf von der jüngeren Gruppe, welche die tiefer liegende, jüngste Ebene, die Sümpfe, Lagunen und Nehrungen der Gegenwart in sich begreift.

Diese heute noch in weiterer Ausbildung befindliche Gruppe von Vorkommnissen hat uns hier allein zu beschäftigen.

Um sie näher kennen zu lernen, verlassen wir in der Station Orbitello die Maremmenbahn. Auf einer langen und schmalen Zunge Landes führt der Weg zur Stadt; diese liegt an dem Ende der Zunge, mitten in dem Stagno d'Orbitello; eine weitere Verbindung, theils Damm und theils Brücke, bringt uns endlich auf die Rauchwacke der Trias, welche die Ostseite des M. Argentario bildet. Diese Bergmasse ist, wie Cocchi gezeigt hat, eine Anticlinale, streichend im Sinne des Appennin, und im Streichen von einer Verwerfung durchschnitten.[3] Von ihrem waldigen Abhange übersehen wir den Stagno. Zu unserer Linken, gegen Nord, scheidet ihn vom offenen Meere eine lange Nehrung, der Tombolo del Pino, welcher in weitem flachen Bogen von Argentario sich fortsetzt bis zum Felskopfe von Talamonaccio. Eine zweite, ähnliche, doch kürzere Nehrung, die Feniglia, umgrenzt den Stagno gegen Süd; sie verbindet den Argentario mit dem Felsen, welcher die cyklopischen Ruinen von Cosa trägt. Spinnfäden vergleichbar ziehen diese schmalen Sandrücken von einem der Bruchstücke des Appennin zu dem anderen; nicht die geringste schaukelnde, wölbende oder sonstwie ungleichartige Bewegung der Erdoberfläche ist denkbar ohne die Zerstörung dieses gebrechlichen Aufbaues.

Folgen wir zuerst der nördlichen Nehrung.

Unter dem Eindrucke der ununterbrochenen Stetigkeit der Vorgänge und der Gleichartigkeit der Nehrungen hat Repetti schon vor langer Zeit behauptet, dass an dieser Küstenstrecke weder Hebung noch Senkung des Strandes vorgekommen seien. Dafür

liegen auch Beweise vor. Im Norden, wo der Tombolo del Pino am schmalsten ist, bevor er den Fels von Talamonaccio erreicht, liegt auf demselben durch etwa 7 Kilom. die Via Aurelia Nova, welche gegen Pisa führte, im J. 114 v. Chr. von Aemilius Scaurus gegen Nord fortgesetzt wurde und später Via Aemilia hiess. Hier ist also seit 20 Jahrhunderten keine wesentliche Aenderung eingetreten.

Nehrung an Nehrung umgürtet gegen Norden hin die toscanische Küste und zeigt Schritt für Schritt die Unmöglichkeit irgend einer ungleichförmigen Bewegung des Bodens. In der Nähe von Campiglia tritt die alte Römerstrasse wieder auf die äussere Nehrung und knapp an das Meer hinaus. Der kleine Hafen von Vada, die Landungsstelle für Volterra, verdankt sein Dasein zwei vorliegenden trockenen Bänken, und Repetti erinnert, dass diese selben zwei Bänke bereits von Rutilius Numazianus gesehen wurden, als dieser um das Jahr 415 oder 420 n. Chr. in Vada an's Land ging.[4]

Es ist hier nicht der Raum, um die verschiedenen Nachrichten, zumeist kirchliche Schenkungsurkunden, anzuführen, welche von dem saec. IX. angefangen den Bestand mehrerer der heute noch bestehenden Binnenwässer oder Salzpfannen an dieser Küste erkennen lassen. Selbstverständlich ist die Veränderung des Ufers sehr merkbar in der Nähe der grösseren Flüsse. Dort rückt das neue Schwemmland gegen das Meer vor; wiederholte Reihen von Nehrungen begleiten den vortretenden Strom, aber Veränderungen der Strandlinie in positivem oder in negativem Sinne vermag ich aus den vorliegenden Berichten nicht zu entnehmen. In der That geschieht das Vordringen der Flüsse nicht allmälig; es ist im Gegentheile die an der Spitze des vorgeschobenen Schwemmlandes zerstörend vorgehende Arbeit des Meeres eine, mit Ausnahme der Stürme, ziemlich gleichförmige, während der Aufbau hauptsächlich während der Hochwässer der Flüsse erfolgt und bei Niederwasser so gut wie unterbrochen ist.

Die sehr eingehenden geschichtlichen Untersuchungen Stefani's über das Vortreten der Aufschüttungen des Arno und des Serchio zeigen denn auch, dass Pisa zur Zeit Strabo's, also an dem Beginne unserer Zeitrechnung, 3·7 Kilom. vom Meere entfernt war,

während heute die Entfernung 12·36 Kilom. beträgt, aber eine Veränderung in der Höhenlage des Strandes ist hieraus nicht zu entnehmen.[5]

Man könnte die Frage aufwerfen, warum in der historischen Zeit an so vielen Orten so beträchtliche Verlandung wahrgenommen wird, und es hat in der That öfters den Anschein, als sei dieselbe in früherer Zeit nicht so beträchtlich gewesen; ich glaube, dass die Ursache in zwei Erscheinungen liegt, welche allenthalben die Cultur begleiten, nämlich der Eindämmung der Flüsse und der Entwaldung der Höhen. Auch ist Werth darauf gelegt worden, dass in einzelnen der Lagunen Theile der Römerstrasse überfluthet sind. Mit Recht erinnert Stefani, wie oft gerade in diesen Gegenden die Eisenbahndämme nachsinken; auch die Via Aurelia war als agger, d. i. als Damm ausgeführt.[6]

Wir kehren zum M. Argentario zurück, um uns von demselben gegen Süden zu wenden.

Die Nehrung, welche den Stagno d'Orbitello südwärts schliesst, die Feniglia, heftet sich, sagten wir, landwärts an den Felsen, welcher die Reste der alten Volskerstadt Cosa trägt. Auf der Feniglia fand Cocchi die Reste der alten etruskischen Strasse, welche von Cosa zu dem Hafen des Hercules an der Ostseite des Argentario führte.

Der Felsen von Cosa selbst ist an seiner SO. Seite künstlich durchbrochen und der Durchbruch heisst heute ‚Bagno della Duchessa'. In der That ist aber, wie Movizzo und Cocchi erkannten, dieser Durchbruch ein im Alterthume hergestellter Emissar für die dahinter liegenden Sümpfe, die Padule della Tagliata und den Lago di Burano, welche durch eine mehr als 20 Kilom. lange Nehrung vom Meere getrennt sind. Diese Nehrung ist ein Theil des flachen Bogens, welcher bis gegen Civitavecchia führt. Diese Wasserflächen und diese Nehrung waren also bereits im Alterthume vorhanden und auch die Höhe des Strandes war dieselbe, denn auch heute dient derselbe Durchbruch thatsächlich, wie vor zwei Jahrtausenden, als Emissar.[7]

Mit den Verlandungen, welche der Tiberfluss hervorbringt, verhält es sich ähnlich wie mit jenen des Arno. Wenn man bedenkt, auf eine wie lange Strecke dieser Fluss die nördlichen

Gehänge der grossen Tuffkegel begleitet, welche die Maare von Bolsena, Vico und Bracciano tragen, begreift man den Einfluss der Entwaldung solcher Gehänge und die gelbe Farbe des Flusses. Ponzi hat alle Angaben über das Fortschreiten des Deltas seit dem Jahre 633 v. Chr., in welchem Ancus Martius Ostia auf einer der Nehrungen begründete, bis zur Gegenwart gesammelt und aus derselben eine Erhebung des Landes gefolgert. Diese ist mir aber nicht ersichtlich; sie hätte auch in einer Vertiefung des Flussbettes in der Stadt Rom zum Ausdrucke gelangen müssen; eine solche ist nicht eingetreten.[8]

Lehrreich sind die Vorkommnisse in der Grotta delle Capre, welche in dem Kalkstein des Vorgebirges der Circe liegt. In dieser Höhle sieht man nach Issel eine Zone von Bohrungen des *Lithodomus* in + 7 bis 8 M. und eine zweite Zone in + 4 bis 5 M. Der Boden der Höhle ist ausgeebnet durch eine geschichtete Ausfüllung, welche bis + 6 oder 6·5 M., also über die untere Zone von Bohrungen reicht. Diese Ausfüllung besteht aus einer Decke von losen Steinen, darunter auch Geröllen, welche auf einer stalagmitischen Schichte liegt, und unter dem Stalagmit finden sich in rother Erde Reste von Säugethieren, Kohlensplitter und Werkzeuge der Steinzeit.[9]

Nicht nur die Höhle ist daher älter als die Steinzeit, sondern auch beide Zonen von Bohrungen sind es, namentlich auch die tiefere, welche nur in + 4 bis 5 M. liegt. Diese darf also durchaus nicht als gleichzeitig mit den in ähnlicher Höhe liegenden Bohrungen an dem Serapis-Tempel von Puzzuoli angesehen werden, und ebensowenig darf man die an vielen anderen Stellen dieser Küste erwähnten Zonen von Bohrlöchern ohne nähere Prüfung der historischen Zeit zuzählen. Solche Zonen von Bohrlöchern kennt man z. B. am talamonischen Fels, am Argentario und am circeischen Cap. Von Gaëta sind sie öfters, zuletzt von Bianchini, in einer Zone, welche bis zu + 5 oder 6 M. reicht, beobachtet worden.[10]

Wir begreifen nun, warum schon Strabo bei Volterra (V, 2, 6), bei Circeji (V, 3, 6) und an anderen Orten die Hafenlosigkeit der italischen Westküste beklagt. Wir sehen in jener ganzen Strecke zwar manchen unmittelbaren Nachweis eines unverändert seit Jahr-

tausenden andauernden Zustandes der Dinge, wie an dem alten Emissar von Cosa, aber keinerlei sicheren Nachweis einer Aenderung innerhalb der historischen Zeit. Die römischen Reste, welche da und dort ausserhalb der Nehrungen überfluthet angetroffen werden, sind keine solchen Nachweise. Es sind Grundmauern, ins Meer gebaut, für Bäder, Landungsstellen und andere Zwecke.

Je deutlicher aber auf dieser Strecke alle Anzeichen für eine langdauernde Stetigkeit der Verhältnisse sprechen, um so wichtiger wird eine Prüfung der vielbesprochenen Erscheinungen am Serapis-Tempel bei Puzzuoli.

1. Die Lage des Serapis-Tempels. Die Bohrungen von meeresbewohnenden Muscheln, welche als ein breites, wagrechtes Band an den Säulenschäften des Serapis-Tempels bei Puzzuoli sichtbar sind, werden von zahlreichen Beobachtern und in den meisten unserer Lehrbücher, so vor Allem in Lyell's Principien der Geologie, als ein Zeichen der wiederholten Erhebung und Senkung des festen Landes angeführt. Dennoch hat Ant. Niccolini, der gründlichste Kenner des Sachverhaltes, dessen Beobachtungen an Ort und Stelle viele Jahrzehnte umfassen, in seinen zahlreichen Schriften über diesen Gegenstand stets die Ansicht vertheidigt, das Festland sei völlig ruhig geblieben, aber der Stand des Meeres habe sich geändert.

Die Bedeutung, welche dieser Naturerscheinung beigelegt worden ist, die Schlussfolgerungen, welche sie veranlasst hat, und die ausserordentliche Verwicklung der begleitenden Umstände machen eine ausführlichere Besprechung nöthig. Dabei werde ich zuerst die eigenthümliche Lage des Serapis-Tempels besprechen und hierauf die über die Geschichte dieser Stelle vor dem Ausbruche des M. Nuovo im Jahre 1538 und nach demselben mir bekannt gewordenen Berichte anführen. Der letzte Theil dieses Abschnittes betrifft die theoretischen Schlussfolgerungen, welche an diesen Fall geknüpft worden sind.[11]

Den phlegräischen Feldern fehlt jene strahlenförmige Anordnung der Kratere, welche die Liparen auszeichnet. Alle phlegräischen Kratere auf dem Festlande mit Ausnahme des Monte di Procida und der äussersten Theile des misenischen Vorgebirges gehören einer einzigen grossen und sehr flachen, kegelförmigen

Bergmasse (I, I, Taf. VIII) an, wie dies Roth richtig sagt und die von dem k. italienischen Generalstabe herausgegebene hypsometrische Karte auf das Deutlichste erkennen lässt.[12]

Im Südosten, an der Ostseite des Cap di Posilippo, ist der Aussenrand dieses grossen, aus Tuff bestehenden Kegels vom Meere unterspült und daher steil; dieser steile Abhang zieht sich innerhalb der Chiaja und unter dem Fort S. Elmo in die Stadt Neapel; dann flacht er aus durch den nördlichen Theil der Stadt. Nordwärts verliert sich der Aussenrand in der Gegend von Marano allmälig unter die Ebene; gegen West ist er durch die Lagunen von Licola und Fusaro bezeichnet, und von dem südlichsten Theile dieser Lagune, der nun trocken liegenden Aqua morte, zieht sich gegen SO. eine Niederung gegen das Mare morto von Miseno, welche den phlegräischen Kegel deutlich abtrennt vom Monte di Procida. In der That ist diese quer über den südlichen Theil des Vorgebirges von Bajä laufende Niederung von nicht geringer Bedeutung. Von beiden Seiten neigen sich die Höhen mit mässiger Böschung ihr zu. Im NO. ist es der Aussenrand des phlegräischen Kegels und im SW. das Gehänge des Monte di Procida. Zugleich sieht man beide Höhenzüge auf der abgewendeten Seite steil abbrechen, den ersten gegen die Bucht von Puzzuoli und den andern gegen das offene Meer. Dass aber der durch das Vorkommen von Leucitophyr bezeichnete Monte di Procida als ein Stück der benachbarten Insel Procida anzusehen sei, hat schon vor langer Zeit in seiner trefflichen Darstellung dieser Gegend Arcangelo Scacchi gezeigt.[13]

Der südliche Theil des phlegräischen Kegels liegt unter dem Meere. Sein Durchmesser von Norden nach Süden lässt sich daher nicht bestimmen. Von Ost gegen West, von der Stadt Neapel bis zu den Lagunen bei Cumä beträgt er 18 bis 20 Kilom.

Im Osten ist dieser Kegel von der Grotte des Pausilipp durchbrochen; dort kommen in seinem Tuff Meeresconchylien, und zwar heute noch lebende Arten vor. Im Norden ist in denselben ein sehr grosses elliptisches Maar eingesenkt, ganz so wie etwa der Albaner See in die Tuffmasse des Albaner Gebirges und von ähnlichem Ausmasse. Es ist der Piano di Quarto; die ebene Fläche in demselben misst 4·5 zu 2·4 Kilom.

An der Westseite kommt aus der Flanke des Kegels eine kleine Trachytmasse hervor und bildet den Felsen von Cumä.

Der phlegräische Kegel steigt flach an und bricht gegen Innen steil ab, aber nicht in einer einzigen bogenförmigen Curve, wie etwa die Somma des Vesuv gegen das Atrium, sondern in zahlreichen kleineren aneinandergereihten bogenförmigen Einbrüchen, welche durch Sporen von einander getrennt sind und welche oft für ebensoviele Kratere gehalten wurden, obwohl viele von ihnen sicher nur kesselförmige Einstürze sind. Die Folge dieser Anordnung ist, dass die allmälig von Aussen her ansteigende Kegelfläche dort ihre grösste Seehöhe erreicht, wo sie sich am meisten der Mitte nähert, also auf den Sporen zwischen den Einbrüchen, nämlich auf dem Camaldulenser-Kloster (455 M.) und dem M. Barbaro (329 M.), welchen ich ebenfalls als einen Theil des äusseren phlegräischen Kegels zu betrachten geneigt bin.

Der innere Bruchrand beginnt am Vorgebirge des Pausilipp in der Nähe der Insel Nisida, erstreckt sich von da zu dem ersten bogenförmigen Einbruche bei Fuorigrotta, etwa N. vom westlichen Ausgange der Grotte. Dann folgen die beiden grossen Einbrüche von Soccavo und Pianura, getrennt durch den eben genannten Sporn der Camaldulenser; hier ist dem Tuffkegel der Piperno eingelagert. Jenseits des Kessels von Pianura folgt wieder ein Sporn, dann trifft man kleinere Bogenstücke, welche die Abhänge der Montagna Spaccata bilden; weiterhin ist der Kessel oder Krater Campiglione, der ‚Gaurus inanis‘ in den Tuffkegel eingesenkt, dann der Averner See und die halbkreisförmige Bucht von Bajä.

So umgrenzt die Kette von Einbruchsrändern eine innere Region, deren grössere Axe, von Fuorigrotta zu den Abhängen über dem Lucriner See gemessen, 11·5 Kilom. lang ist.[14]

Innerhalb dieses ersten Randes erhebt sich, doch nur an der Ostseite, ein zweiter flacher Kegel. Er steigt von dem tiefgelegenen Fusse des eben genannten Randes gegenüber Nisida, bei Fuorigrotta, Soccavo und Pianura wieder sanft gegen die Mitte auf (II, II, Taf. VIII) und endet wieder plötzlich an einem zweiten, ähnlich gestalteten Bruchrande. Den grössten Theil des zweiten Bruchrandes nimmt die bogenförmige Umrahmung des einstigen Sees von Agnano ein; gegen N. und gegen S. liegt noch je ein kleine-

rer Einbruch, und die Sporen N. und S. vom Kessel von Agnano (214 und 176 M.) sind wieder die höchsten Punkte dieser Region. Der südliche trägt den bezeichnenden Namen Monte Spina und ist durch seine fremdartige Lava ausgezeichnet. Nun ist die Innenregion noch mehr verengt, und die Entfernung vom Fusse des M. Spina zu den Abhängen am Lucriner See beträgt nur 7 Kilom. Auf diesem Raume sehen wir zunächst ein fast ebenes Feld (III a, III a, Taf. VIII), dem Schlackenfelde im Innern eines grossen Kraters entsprechend, und über diesem Felde erheben sich die Aschenkegel Astroni, Senga und Cigliano. Auch diese sind in historischer Zeit nicht thätig gewesen (III b, III b, Taf. VIII).

Erst wenn man weiter gegen Süd und West geht, erreicht man die jüngsten Spuren eruptiver Thätigkeit, nämlich den Aschenkegel der Solfatara, welcher im Jahre 1198 einen Ausbruch gehabt haben soll, welcher aber nicht ganz sichergestellt ist, und den im Jahre 1538 aufgeschütteten M. Nuovo (IV, IV, Taf. VIII). Die Umgebung dieser Höhen ist von der Solfatara bis gegen Bajä reich an warmen Quellen. Die Römer pflegten Grotten in den Tuff zu graben und als Schwitzbäder einzurichten.

In der Mitte dieses schrittweise eingeengten Kraters, auf diesem fast erloschenen Herde, zwischen der Solfatara und dem M. Nuovo liegt der Serapis-Tempel von Puzzuoli. Seine Entfernung von der Mitte des Kraters der Solfatara beträgt nur 1500 M. und von jenem des M. Nuovo 2800 M.

Vergleicht man die kesselförmigen Randbrüche des phlegräischen Kraters, wie z. B. den Averner See oder den Kessel von Agnano, mit Dana's Darstellungen der kesselförmigen Einbrüche am Kraterrande des Kilauea, dem Keanakakoi und Kilauea Iki, so wird man einen solchen Grad von Uebereinstimmung finden, dass eine ähnliche Art der Entstehung anzunehmen ist.[15] Der mittlere Durchmesser des oberen Randes des Averner Kessels misst beiläufig 1200 M. und jener des Kilauea Iki etwa 850—900 M. Es ist die Frage, ob die grossen Maare an den Abhängen, wie Piano di Quarto, nicht durch den seitlichen Abzug der Laven gegen die Ausbruchsstelle und das Nachsacken der Oberfläche erzeugt werden könnten. Jedenfalls ist für die Vulcane des phlegräischen Kegels ein gemeinsamer Herd in der Tiefe vorauszusetzen. Ueberhaupt

tritt eine nicht geringe Aehnlichkeit mit dem Kegel des Albaner Gebirges hervor, und auch dort bleibt es denkbar, dass die grossen Maare von Albano, Nemi und Ariccia lediglich durch das Nachsacken des Mantels nach der Entleerung gebildet seien, insbesondere seitdem Tucci gezeigt hat, dass sie nur Senkungen seien, ohne ein Anzeichen selbständiger eruptiver Thätigkeit. Ich bin selbst dreimal an ihren Rändern gewesen und habe vergeblich nach solchen Anzeichen von Eruption gesucht.[16]

Etwas anders verhält es sich mit der Bildung der Kessel von Pianura, Soccavo, Agnano und ähnlichen. Sie sind offenbar Ränder des thätigen Schlundes selbst, wenn auch nicht selbständige Essen gewesen. Palmieri berichtet, dass der Vesuv im J. 1779 und insbesondere 1872 nach dem Ausbruche gleichsam in sich selbst zusammenstürzte, dass nämlich die Ränder des Schlotes in die entleerte Tiefe sanken.[17] So entstehen grosse Bogenstücke und kleinere Kessel rings um den Krater, und auch die grossen staffelförmigen Verwerfungen, welche den Krater des Kilauea umgeben.

Man sieht in der Bucht von Neapel, wie an der ganzen italienischen Küste, viele Spuren negativer Bewegung. An dem Epomeo auf Ischia reichen die jungtertiären Meeresablagerungen über 500 M. hoch. Es ist bemerkenswerth, dass schon im J. 1849 Scacchi sich die Frage vorlegte, ob der Epomeo sammt diesen Meeresablagerungen erhoben worden sei, oder ob sich die ganze Umgebung gesenkt habe, und dass er der letzteren Meinung den Vorzug zu geben geneigt war. Auf Capri kennt man seit langer Zeit hochliegende Zonen von Bohrlöchern. Bei Anacapri traf Walther in etwa 200 M. Strandlinien mit *Lithodomus*; vielleicht stehen diese in Beziehung zu den von Verri und Meli im Tiberthale oberhalb Rom in 276 und 268 M. beschriebenen Zonen von *Lithodomus*-Bohrungen, welche ihrem Alter nach wahrscheinlich dem gelben Meeressande des M. Mario bei Rom entsprechen.[18]

In grösserer Nähe des Meeresspiegels sind ähnliche Anzeichen nicht selten. SW. von Ischia, bei der Punta dell' Imperatore, liegt bis in + 10 M. auf einer Trachytklippe eine harte Breccie von Bimsstein und Trachytbrocken mit eingemengten Meeresconchylien; Scacchi hat sie beschrieben. In + 8 M. und darunter traf Walther

Lithodomen und Strandfurchen an dem ersten der Fariglioni bei Capri. Am Fusse des M. Olibano, welcher eine aus der Solfatara gegen das Meer hervorgetretene Trachytmasse ist, sah man im J. 1872 das Folgende. Zu unterst lag rechter Hand eine grob geschichtete Masse gelblich-weisser Blöcke von Bimsstein mit unregelmässig ausgewaschener Oberfläche (*a*, Fig. 39); auf diese folgte übermantelnd und die Unregelmässigkeiten ausgleichend, geschichteter, brauner Meeressand mit mürben Conchylienschalen bis etwa + 12 M. *(b)*, hierauf eine ziemlich mächtige Lage von groben Trachytbrocken und Schlacke *(c, e)*, durchzogen von einer rothen Lage *(d)*; auf dieser lastet der Trachytstrom aus der Solfatara *(f)* und über diesem liegen noch Aschen, Bimsstein und etwas Schlacke *(g)*, vielleicht die Producte der allerdings nicht vollkommen sichergestellten Eruption der Solfatara im J. 1198 n. Chr.[19] In den Trachyt ist ein römischer Aquäduct gegraben; folglich ist der Muschelsand viel älter als der Serapis-Tempel, aber als er gebildet wurde, war der zweite phlegräische Kegel (II, Taf. VIII) bereits eingebrochen.

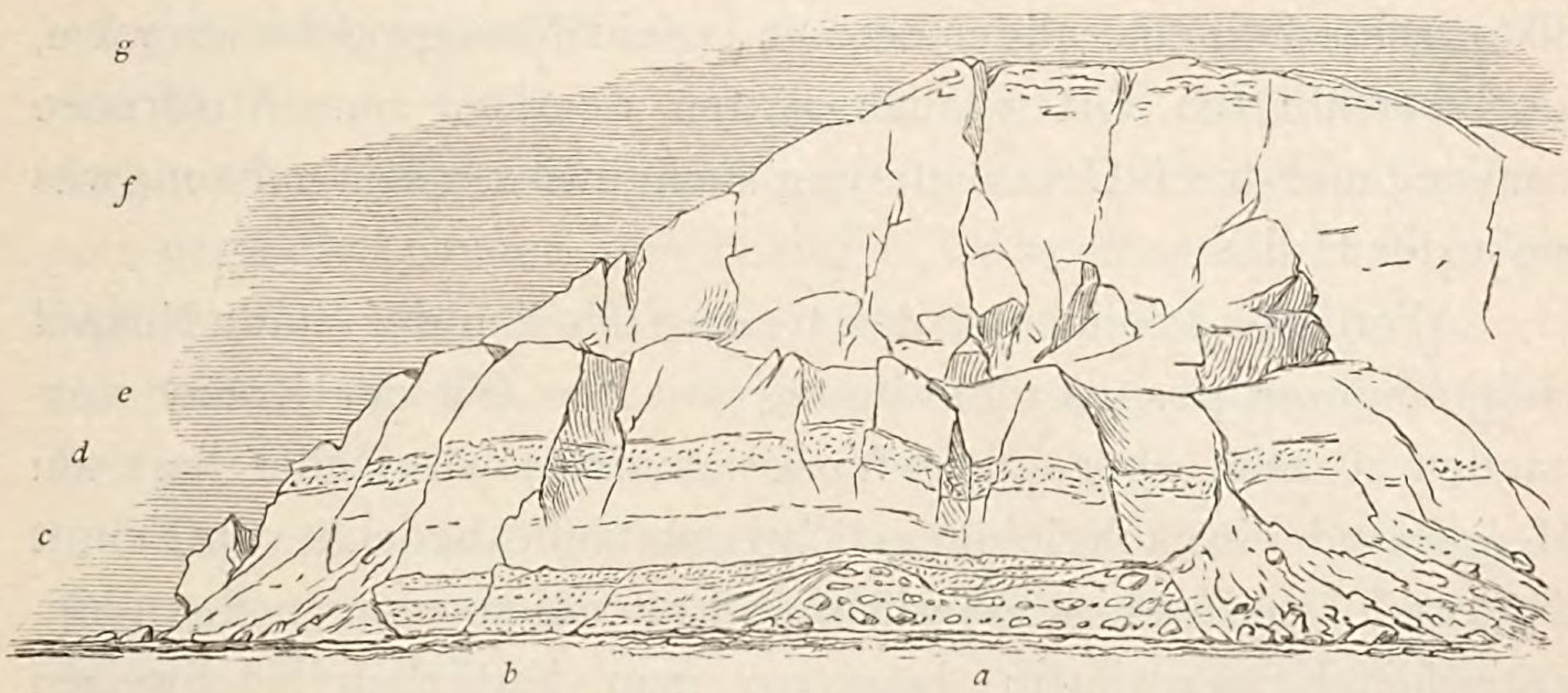


Fig. 39. M. Olibano, Abfall gegen das Meer.
a Bimsstein-Anhäufungen; *b* Meeressand; *c, d, e* grobe Trachytbrocken und rothe Lage; *f* derber Trachyt aus der Solfatara; *g* junge Aufschüttung.

Als jünger wie die Muschelbank an der Punta dell' Imperatore in Ischia bezeichnet Scacchi eine bis ungefähr + 20 M. reichende Anhäufung von Sand, Bimsstein und Conchylien mit erhaltener Färbung, welche an dem niedrigen Steilrande, offenbar einem alten Meeresufer, zwischen Puzzuoli und dem M. Nuovo

fast auf derselben Höhe wie auf Ischia sichtbar ist. Stürme oder seïsmische Wogen mögen an der Erhöhung dieser Bänke mitgewirkt haben.

Diese Beispiele negativer Bewegung, welche sich noch ausserordentlich vermehren liessen, scheinen sämmtlich, etwa mit Ausnahme der letzteren, der vorhistorischen Zeit anzugehören und sind jenen überaus zahlreichen Spuren höherer Uferlinien zuzuzählen, welche im Mittelmeerbecken von Gibraltar bis zur Landenge von Suez an hundert Orten sichtbar sind. Sie sind genau zu unterscheiden von den der historischen Zeit angehörigen Oscillationen von Puzzuoli. In der That umfassen diese letzteren ein so ansehnliches verticales Mass, dass sie, wenn die Bewegung in historischer Zeit eine allgemeine und gleichförmige gewesen wäre, an benachbarten Orten auch hätten deutlich zum Ausdrucke kommen und durch Ueberlieferung nachgewiesen sein müssen, was nicht der Fall ist.

Allerdings scheinen in den tieferen Theilen der Stadt Neapel einige Spuren positiver Bewegung seit der Zeit der Römer vorhanden zu sein, aber solche Vorkommnisse, wie Bäder hart am Meeresrande, in nachgiebigem Schwemmlande, bedeckt vom Schutt der Stadt, sind wenig zuverlässig. Erst indem man in den phlegräischen Krater eintritt, begegnet man deutlichen Nachweisen von Schwankungen innerhalb der letzten zwanzig Jahrhunderte. Zunächst treffen wir solche auf Nisida. Niccolini gibt an, dass der Molo von Nisida zum Theile auf alten Pfeilern ruhe, ganz ähnlich der sogenannten Brücke des Caligula bei Puzzuoli, welche zur Zeit eines tieferen Standes der Uferlinie errichtet wurden, und dass ein Gang, welcher durch die benachbarte Klippe des Lazzaretto Vecchio gebrochen ist, ursprünglich ein Verbindungsgang war und heute zu einem Kanale des Meeres geworden ist.[20]

Innerhalb der Bucht sieht man an zahlreichen Orten die römischen Bauten bis an das Meer und wohl auch unter dasselbe hinabreichen. Die lange Reihe von Pfeilern, welche als Reste der ‚Brücke des Caligula', wohl eines alten Hafenbaues, von Puzzuoli in das Meer vortritt, zeigt deutlich aus dem unter Wasser befindlichen Ende des Wurf-Mauerwerkes und dem Beginne des Ziegelaufbaues, sowie aus der Lage der Gewölbansätze unter

Wasser, dass heute der Strand höher liegt als zur Zeit der Erbauung dieser Pfeiler; dabei sind jedoch bis in etwa + 3 M. einzelne der Pfeiler mit Serpulen und mit Bohrungen von *Lithodomus* besetzt. Hier hat also wahre Oscillation, und zwar erst positive, dann negative Bewegung stattgefunden, wobei es unentschieden bleibt, ob die heutige Ueberfluthung der Gewölbansätze die Folge einer unvollendeten negativen oder einer beginnenden positiven Phase ist.

Diese Pfeiler sind nur etwa 700 M. vom Serapis-Tempel entfernt.

Die Reste dieses Tempels befinden sich unmittelbar ausserhalb der Stadt Puzzuoli, gegen NNW., auf einer schmalen tiefgelegenen Ebene, la Starza, welche sich dem Meere entlang bis zum M. Nuovo erstreckt und gegen das Land durch den bereits erwähnten niedrigen Steilrand begrenzt ist. Das Pflaster des Tempels liegt etwas unter dem heutigen Wasserstande. Drei grosse Säulenschäfte stehen aufrecht; auf diesen reichen die Bohrungen von *Lithodomus* bis etwa + 5·3 M. Landwärts, knapp hinter dem Tempel, befindet sich die warme Quelle Cantarelle.

Tritt man von der Bucht von Puzzuoli über Bajä gegen Westen hinaus, so ist der Strand des tyrrhenischen Meeres erreicht. Er ist hier bezeichnet durch den langen und einförmigen Dünenbogen, welcher von der Westseite des misenischen Vorgebirges bis Gaëta gespannt ist und weiter im Norden an dem Rande der Sümpfe seine Fortsetzungen findet. Dieser lange Lido scheidet einzelne Wasserflächen vom Meere ab, den Lago del Fusaro oder Acherusischen See, den Lago di Licola, Lago di Patria und andere. Strabo führt den Acherusischen See als eine ‚schlammige Weitung des Meeres' an; etwa vierzig Jahre später wurde Seneca über den Lido von Cumä zum Landhause des Servilius Vacca, nahe dem südlichen Ende des Acherusischen Sees, getragen. ‚Wie eine enge Strasse,' sagt Seneca, ‚ist der Pfad eingeschlossen zwischen dem Meere und dem See.' — Niccolini hat aus der verschiedenen Darstellung Strabo's und Seneca's geschlossen, dass in dem kurzen Zeitraume von vier Jahrzehnten der Lido entstanden sei.[21] Diese Annahme ist nicht durch die Texte gerechtfertigt; diese langen, vom Meere und den Stürmen im Laufe der Jahrtausende

aufgebauten Dämme sind nur die Fortsetzung derselben Nehrungen, welche wir von der Mündung des Arno bis Gaëta bereits verfolgt haben. Sie zeigen, dass ungleichartige Bewegungen grösserer Theile festen Landes hier seit sehr langer Zeit nicht eingetreten sind.

2. Der Serapis-Tempel bis zum J. 1538. Wir kehren nun über das misenische Vorgebirge zurück.

Das ganze Ufergelände von diesem Vorgebirge bis zu jenem der Athene (Sorrent) heisst bei Strabo ‚ὁ κρατήρ'. In jenem engeren Sinne, welchen heute der Geologe mit diesem Worte verbindet, ist, wie wir sahen, die Bucht von Puzzuoli in der That ein Krater. In den blühenden Gefilden von Puteoli, Bajä und Misenum wurden auf Kosten einer beherrschten Welt die üppigsten Feste der Kaiserzeit gefeiert, und das ‚Tanzen auf dem Krater' war hier, innerhalb der Bruchränder des phlegräischen Kegels, nicht ein Vergleich, sondern eine Thatsache. Hier schrieb Cicero seine Briefe; hier durchstach Octavian die alte Nehrung vor dem Lucriner See, setzte Schleussen ein, führte so das Meer in den avernischen Krater und schuf er den Portus Julius; hier, in dem Schooss des phlegräischen Vulcans, versuchte Nero auf verrätherischem Kahne zwischen Puteoli und Bajä seine Mutter zu ertränken; von hier schiffte der ältere Plinius sich ein, als er im J. 79 zur Beobachtung des grossen Ausbruches des Vesuv eilte. Diese Orte werden daher von den römischen Schriftstellern sehr häufig genannt, aber Angaben, welche sich auf die damalige Beschaffenheit und Lage des Strandes beziehen sind selten.[22]

Beinahe die einzige bedeutsame Nachricht aus dem Alterthume ist enthalten in der Puteolanischen ‚Lex parietis faciundi, aus dem J. 105 v. Chr.[23] Dieses Gesetz handelt von Herstellungen an einer Mauer jenseits des Weges ausserhalb des Serapis-Tempels gegen das Meer und lässt in seiner Ausführlichkeit kaum einen Zweifel darüber, dass zu jener Zeit ein Weg zwischen dem Tempel und dem Strande lag. Dies würde zeigen, dass damals die Strandlinie merklich tiefer lag als heute. Es ist aber die Frage, ob der grosse einheitliche Bau, dessen Reste wir heute sehen, und welchen nach den vorhandenen Inschriften erst Septimius Severus, dann Alexander Severus mit kostbaren Steinen zu schmücken

befahlen, wirklich derselbe sei, auf welchen sich die mehr als drei Jahrhunderte vor diesen Schmückungen verfasste Lex parietis faciundi bezieht. In der That werden wir hören, dass unter dem Pflaster des grossen Tempels, welcher diese Inschriften trägt, das tiefer liegende Pflaster eines älteren Baues getroffen worden ist. Pausanias (160—180 n. Chr.; VIII, 7, 3) sagt, dass in der Nähe von Dikaearcheia (= Puteoli) heisse Quellen aus dem Meere hervorkommen, und dass man durch Dämme eine Insel schuf um Bäder zu gewinnen.[24]

Der geräumige und edle Bau, dessen Reste uns jetzt beschäftigen, wurde jedoch sicher nicht unter der Oberfläche des Meeres erbaut. Er stand mit einer Therme in Verbindung; diese lag, wie gesagt, landwärts hinter dem Tempel, durchströmte ihn und diente in demselben zu Bädern; sie hat in späteren Jahrhunderten unter dem Namen ‚le Cantarelle' grossen Ruf erlangt und befindet sich noch heute hinter dem Tempel an der alten Stelle.

Es folgte die Zeit des Verfalles und der Verwüstung und für viele Jahrhunderte mangelt jeder Bericht. Die erste Nachricht konnte durch die gütigen Weisungen des Hrn. Prof. v. Mussaffia und durch die Studien des Hrn. Dr. A. Goldmann ermittelt werden. Man findet nämlich in den Schriften über die Thermen von Puzzuoli aus dem saec. XVI den Abdruck einer merkwürdigen, auf die Cantarelle bezüglichen Strophe, welche lautet:

‚Inter aquas pelagi feruens aqua manat: et ipsa
‚Ne fluat in pontum sectile claudit opus.
‚Cum mare fremescit: locus oppugnatur ab undis.'

Als diese Zeilen verfasst wurden, reichte also das Meer landwärts über den Tempel hinaus, und man hatte eine Mauer aufgeführt, um die Therme zu schützen. Diese Zeilen sind ein Theil eines längeren Lobgedichtes auf die Bäder von Puteoli, welches einem älteren Dichter, angeblich Eustasius de Matera, zugeschrieben wurde. Nun zeigt Goldmann durch eine scharfsinnige Zergliederung des Epiloges und durch weitere Vergleiche, dass der wahre Name des Dichters Petrus de Ebulo, das Werk Kaiser Friedrich II. gewidmet und in den Jahren 1212 bis 1220 verfasst sei.

Somit ist anzunehmen, dass schon im Beginne des saec. XIII ein hoher Stand des Strandes hier vorhanden war.

Wieder tritt eine Lücke in den Berichten ein, und diese dauert bis gegen die Mitte des saec. XV.

Jorio führt in seiner gründlichen Schrift über den Serapis-Tempel drei Actenstücke aus den Jahren 1441, 1491 und 1524 an, welche sich auf Eigenthumsveränderungen an dem heute verlassenen Steilrande beziehen, und in diesen sind die Grundstücke bezeichnet als *‚juxta lictus maris‘* oder *‚juxta ripam‘*. Damals stand also wie auch schon im saec. XIII die Starza unter Wasser.[25]

Von dem Serapis-Tempel standen damals drei Säulenschäfte aufrecht wie heute, doch waren sie hoch hinauf mit Schutt bedeckt, welcher auf dem verfallenen Tempel lag, und diese entblössten oberen Hälften der Schäfte waren wahrscheinlich von der Brandung umspült. Darum schreibt Villano im J. 1526 von der Quelle Cantarelle: ‚e prima nello lito che da puzolo ua a trepergole che sta alo lito de lo mare doue stanno le colonne‘.[26]

Die Brandung reichte jedoch über den Tempel hinaus, sonst hätte nicht im J. 1507 Petrus Aretinus die alten auf die Cantarelle bezüglichen Verse in seinem Libell über die Merkwürdigkeiten von Puteoli abgedruckt.[27]

Hienach ist es nicht richtig, dass es an schriftlichen Nachrichten über eine höhere Lage der Strandlinie bei Puzzuoli gänzlich fehle, sondern es kann kaum daran gezweifelt werden, dass während des saec. XIII und bis zum Beginne des saec. XVI die Starza bis zur Therme jenseits des Serapis-Tempels überfluthet gewesen ist. Zugleich ist es höchst wahrscheinlich, dass die positive Bewegung langsam im Laufe der vorhergehenden Jahrhunderte sich vollzogen hat; wenigstens spricht meines Wissens kein Schriftsteller der damaligen Zeit von dieser Veränderung.

Dagegen erwähnt Jorio aus dem bischöflichen Archive zu Puzzuoli, dass am 6. October 1503 der König und die Königin an die dortige Gemeinde ein Grundstück schenken, ‚che va seccando il mare intorno la terra‘, und ebenso schenkt König Ferdinand am 23. Mai 1511 der Stadt *‚quoddam Demaniale territorium mare desiccatum circa praefatam civitatem Puteolorum in continentiis ejusdem situatum‘*. Aus diesen Angaben folgert Niccolini, dass mit dem saec. XVI die negative Bewegung begonnen habe, aber diese Folgerung dürfte auf einem Irrthume beruhen. Cumä, im Mittel-

alter zu wiederholten Malen zerstört, sank zu einem Aufenthaltsorte von raublustigem Volke herab, bis endlich, wie es scheint im J. 1207, die Neapolitaner sich entschlossen, den Ort völlig der Erde gleich zu machen. Dies geschah, und von dieser Zeit an dehnte sich die Civitas Puteolana über das verödete Gebiet von Cumä bis an die Westküste aus. So erklärt sich z. B., dass ein Diplom Friedrichs vom J. 1489 sagt: ‚*In toto littore, seu maritima dictae Civitatis Puteolorum, usque ad flumen Patriae.*‘ Der Flumen Patriae liegt aber noch weit über dem Lago di Licola gegen Nord. Hienach beziehen sich die Schenkungen von 1503 und 1511 höchst wahrscheinlich gar nicht auf Gebiete innerhalb der Bucht von Puzzuoli, sondern auf die weiten verlandeten Strecken der Westküste in dem einstigen Gebiete von Cumä, und es entfällt der Grund für die Annahme einer negativen Bewegung in diesen Jahren.[28]

3. Der Ausbruch von 1538. Wir sind nun an einem entscheidenden Ereignisse angelangt, nämlich an der Bildung des M. Nuovo, welche in den letzten Tagen des Monates September 1538 eintrat. Ueber dieses Ereigniss liegen vier gleichzeitige Berichte vor.

Die erste ist von dem ausgezeichneten Arzte und Naturforscher Simone Porzio verfasst, welcher damals an der Universität zu Neapel die Lehrkanzel der Philosophie inne hatte, und scheint über Auftrag des Vicekönigs Peter von Toledo geschrieben worden zu sein, mit der besonderen Absicht, durch eine treue Darstellung des Vorganges als eines natürlichen Ereignisses jenen Wahnvorstellungen entgegenzutreten, welche die aufgeregte Einbildungskraft und der Aberglaube in der Menge erwachsen liessen.[29]

Den zweiten Bericht schrieb Marcantonio delli Falconi, damals im Dienste Bernardo Tasso's, des Vaters des grossen und unglücklichen Dichters, am Hofe von Salern. Tasso war durch Rom gereist, ohne den Papst Paul III. zu begrüssen, und sandte nun Falconi mit einem entschuldigenden Schreiben. Auf seiner Reise wurde dieser zum Augenzeugen des Ausbruches.[30]

Den dritten Bericht bildet ein Brief des Francesco del Nero, welcher sich damals für den toscanischen Hof in Neapel aufhielt.[31]

Die vierte Darstellung endlich ist enthalten in einer längeren Dichtung des Hieron. Borgia, Soldat, Poet und nachmaligen Bischofes von Massa-lubrense, welche derselbe aus diesem Anlasse

an Papst Paul III. richtete. Das Poem ist eine grelle Schilderung, aber hier wenig verwendbar.[32]

Es ist nicht zu ersehen, wann S. Porzio sich an Ort und Stelle begab, aber seine Schilderung der Flüchtigen auf der Strasse lässt vermuthen, dass er am frühen Morgen dorthin eilte, nachdem der Ausbruch zwischen 1 und 2 Uhr Nachts erfolgt war. Von delli Falconi wissen wir dies, und er erzählt, dass auch der Vicekönig mit zahlreicher Gesellschaft sich dorthin begab. Am vierten Tage, als der Ausbruch sich erneuerte, war Falconi zu Schiffe in der Bucht von Puzzuoli. Del Nero dürfte erst einige Tage später nach Puzzuoli gekommen sein.

Aus diesen Berichten lässt sich das Folgende entnehmen.

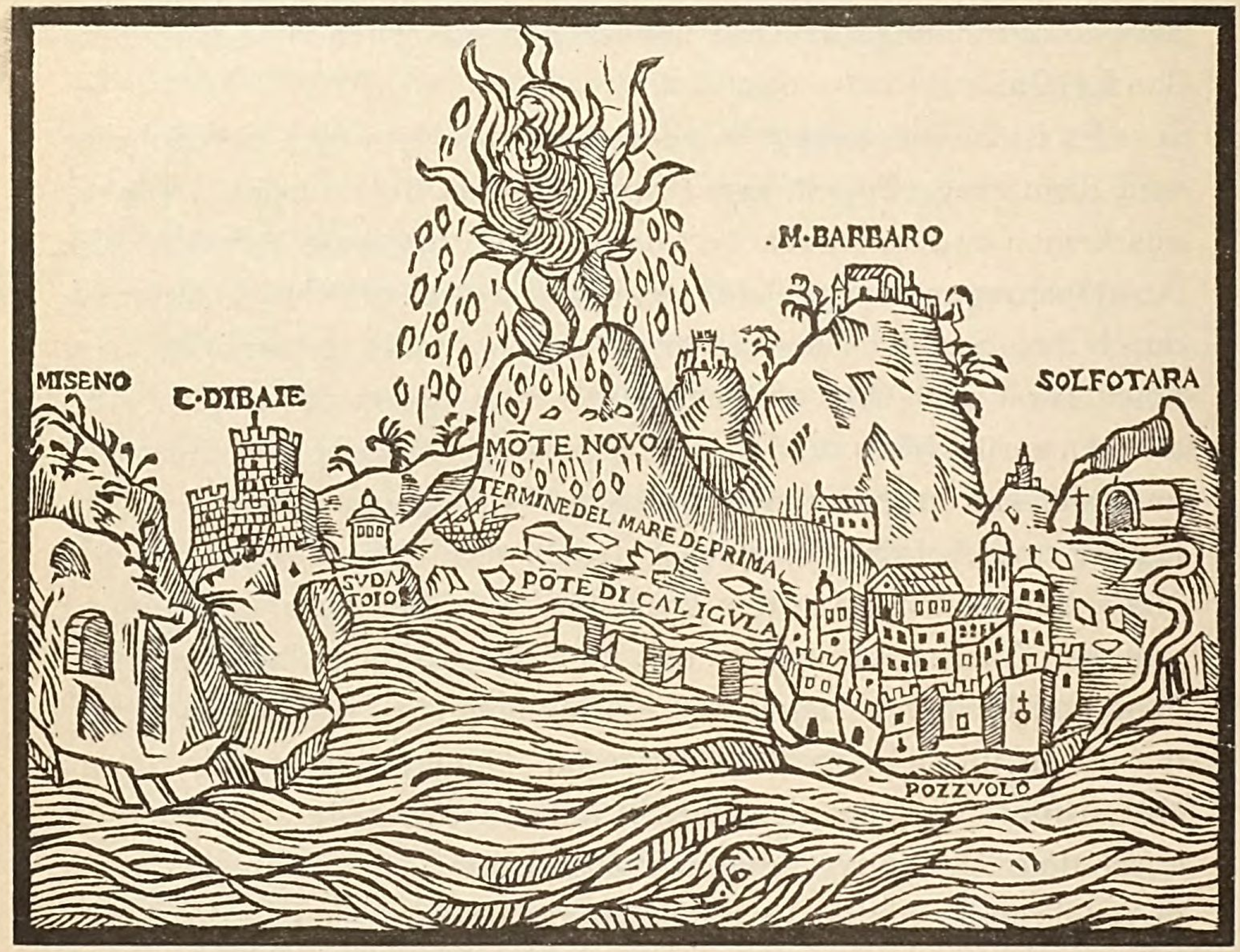
Schon im J. 1488 (1458?) war in diesem Gebiete ein heftiges Erdbeben eingetreten, welches viele Menschenleben kostete. Im Anfange des 16. Jahrhunderts wiederholten sich die Stösse. In den Jahren 1537 und 1538 wurden sie immer häufiger und heftiger. Am 27. und 28. September 1538 folgten sie sich ohne Unterlass. Dann, sagt Porzio, trat das Meer etwa 200 Schritte weit zurück; süsse Wasser quollen hervor. Dann schien jener Strich Landes, welcher am Fusse des M. Barbaro gegen den Averner See liegt, sich zu erheben und die Gestalt eines plötzlich wachsenden Berges anzunehmen. In der folgenden Nacht begann dieser Erdhaufen *(terrae cumulus)* wie aus einem geöffneten Munde grosse Massen von Feuer, Bimsstein, Steinen und Asche mit grossem Geräusch hervorzuschleudern, so dass weit und breit Alles davon bedeckt wurde. Falconi sagt nichts von einer solchen Erhebung des Bodens. Das Meer, so berichtet er, trat zurück; warme und kalte Quellen wurden sichtbar; Flammen erschienen an dem Sudatojo (am Meeresufer) und bewegten sich gegen Tripergole; dort hielten sie an in einem Thälchen, welches zwischen M. Barbaro und der Anhöhe sich befand, welche ‚del pericolo‘ genannt wird, durch welches Thälchen man zum Averner See zu gehen pflegte, und bei den Bädern erreichte das Feuer bald solche Gewalt, dass in derselben Nacht die Erde an demselben Orte aufbrach und solche Mengen von Asche und Bimsstein gemischt mit Wasser herauswarf, dass alles Land davon bedeckt wurde. Dunkelschwarze und auch blendend weisse Wolken wurden hervorgestossen und zwei Tage und zwei Nächte

dauerte der Ausbruch; so entstand an der Stelle von Tripergole der M. Nuovo. Das Meer, von Bimsstein bedeckt, glich einem geackerten Lande und bis Calabrien wurde die Asche getragen. Donnerstag den 3. October wiederholte sich der Ausbruch; am 4. October konnte man den neuen Berg besteigen und in den Krater hinabblicken, aber Sonntag den 6. October verloren bei diesem Wagnisse durch einen plötzlichen neuerlichen Ausbruch viele Menschen das Leben.

Es ist bereits gesagt worden, dass das Meer sich 200 Schritte weit zurückzog. ‚Zuerst, sagt Porzio, trat das Meer zurück, offenbar aus keiner anderen Ursache, als weil die den Austritt suchenden Ausdünstungen die Erde austrockneten, welche gleichsam dürstend, durch ihre Spalten das Wasser aufsog, wodurch es geschah, dass jener Theil der Erde, welcher früher vom Meere überfluthet war, trocken zurückblieb, und dass das Ufer durch Asche und Auswürflinge sich erhöhte.‘ Hienach hätte nicht Erhöhung, sondern Trockenlegung und Aufschüttung des getrockneten Theiles stattgefunden. Nach Falconi ist aber die Trockenlegung bereits zehn Stunden vor dem Ausbruche eingetreten, und dass wirklich eine sehr merkliche und bleibende negative Verschiebung des Strandes eingetreten ist, ergibt sich am deutlichsten aus einem rohen gleichzeitigen Holzschnitte, welcher den Bericht Falconi's begleitet. Dieser zeigt unter dem M. Nuovo, gegen Puzzuoli hin, gerade an der Stelle des Steilrandes hinter der Starza, die Worte: ‚Termine del Mare de prima‘ und ein Schiff, welches auf trockenem Lande liegt. Nur die ausserordentliche Seltenheit dieses Berichtes, welcher fast nur in dem von Giustiniani im J. 1817 veranlassten Abdrucke ohne Figur im Umlaufe ist, hat diese merkwürdige Abbildung in Vergessenheit gerathen lassen.[33]

Diese Veränderung des Strandes muss einen tiefen Eindruck in allen nachdenkenden Männern hervorgebracht haben. F. Loffredo, Marchese von Trevico, nahm im Winter 1569 zur Verbesserung seiner Gesundheit den Aufenthalt in Puzzuoli und verwendete die unfreiwillige Musse zur Beschreibung der Stadt. Er schildert die Ruinen, erwähnt das alte Ufer an der Starza, bis in dessen Nähe, wie er sagt, ‚noch vor fünfzig Jahren das Meer reichte‘; die Griechen, meinte er, seien nicht aus Paläopolis, der Vorgängerin

von Neapolis, durch das Steigen des Meeres vertrieben worden, bei Bajä stehe das Meer höher als zur Zeit der Römer, da man Ruinen unter dem Wasser sehe u. s. w. Ferner nennt Loffredo drei aufrechtstehende Säulen, eine neben der anderen, hinter dem Garten des Geron. di Sangro, welche vermuthen lassen, dass sie stammen



SOTTO IL MONTE NOVO STA IL CASTELLO ET ALTRI EDIFICI DI TREPERGOLE IL LAGO AVERNO STA DIETRO AL PREDETTO MONTE ET PARTE DEL MONTICELLO DEL PE RICOLO E RIMASTA SOTTO LE FALDE DEL MEDESMO

Fig. 40. Abbildung des vulcanischen Ausbruches von Monte Nuovo und des verlassenen Meeresstrandes aus ‚Dell' incendio di Pozzvolo, Marco Antonio delli Falconi all' Illustrissima Marchesa della Padula nel M. D. XXXVIII.'

vom Porticus des Tempels des Neptun und von der Höhe herabgefallen seien, ‚da sie ringsum auch nicht eine kleine Spur eines Gebäudes haben, welches ihrer würdig wäre'. Der Tempel war also im J. 1569 gänzlich verschüttet, und die Therme Cantarelle hinter demselben nennt Loffredo gar nicht.[34]

Diese war durch den Ausbruch von 1538 gänzlich verschüttet worden; unter dem allgemeinen Schrecken und der nachfolgenden Entmuthigung hatte man es unterlassen, die berühmte Quelle zu schützen oder wieder aufzusuchen, wie im J. 1604 Capacio klagend hervorhebt. Erst viel später, im J. 1738, traf man sie durch Zufall bei einem Baue tief unter der Erde wieder.[35]

4. Ausgrabung des Tempels und heutiger Zustand. Im J. 1750, als nach edlem Marmor für den Schmuck der neuen Bauten in Caserta gesucht wurde, entschloss man sich, den Schutthaufen bei den drei Säulen zu öffnen und den Tempel blosszulegen. Nun folge ich zunächst de Jorio's Angaben.

Neben den drei aufrechtstehenden Säulen traf man, hoch über dem Pflaster des Tempels liegend, den oberen Theil des Schaftes einer vierten, ähnlichen Säule; aber während die aufrechten Schäfte von einem Bande von Bohrungen des *Lithodomus* umgeben sind, ist dieses Bruchstück mit Ausnahme der in dem Schutt gelegenen Unterfläche ganz und gar und auch auf den Querflächen von solchen Bohrungen bedeckt. Dieses Stück lag eben als Bruchstück auf dem Schutt im Meere, und es zeigt, dass alle diese Bohrungen in der That an dieser Stelle erzeugt worden sind und dass zur Zeit des Eintrittes des Meeres in diese Höhe der Tempel in der That hochauf mit Schutt überdeckt war. Die weiteren Arbeiten legten ein grosses rechteckiges Gebäude bloss, 63 M. lang und 56 M. breit, die eine Schmalseite sammt dem Haupteingange gegen das Meer gewendet, die andere landwärts in der Mitte eine halbrunde Cella bildend. Vor der Cella standen die vier genannten grossen Säulen. Dieser rechteckige Bau, zahlreiche Gemächer umfassend, umschloss einen Hof, in dessen Mitte sich ein selbständiger, von Säulen getragener Rundbau erhob.

Zwei Seiteneingänge an der östlichen Langseite waren mit Steinen verrammelt. Die Serapis-Statue war von ihrer Stelle genommen und mit anderen Bildwerken in eine Ecke gestellt. In einzelnen Gemächern traf man zusammengetragene Sculpturen und Bruchstücke, von welchen einige sicher nicht ursprünglich dem Tempel angehörten. Zwei oder drei dieser Stücke wiesen deutliche Abnützung durch Wasser auf und mochten aus der Nähe des Strandes hereingetragen sein. Hieraus schliesst Jorio wohl mit Recht,

dass weder Erdbeben, noch Brand, noch feindlicher Einbruch diesen grossen Tempel ausser Gebrauch gesetzt haben, sondern die strengen Verbote des Serapis-Cultus durch Kaiser Theodosius und seine Nachfolger.[36] Als daher im 5. und 6. Jahrhunderte erst Alarich's, dann Genserich's, dann Totila's Heere Puteoli erreichten, war der Tempel wahrscheinlich bereits verlassen, doch fehlt es nicht an Spuren eines späteren Versuches, Theile des Tempels durch neu eingesetzte Mauern und Werkstücke irgend einem rituellen Zwecke zuzuführen.

Die Therme lag hinter der Cella und wurde durch Canäle in das Innere des Tempels geführt. Ein etwa 1 M. tiefer und 0·5 M. breiter Canal führte zum Meere; durch diesen tritt heute das Meer in den Tempel herein. Niccolini traf unter dem Pflaster noch ein zweites, kunstvolles Pflaster und noch ein zweites tieferliegendes System von Abzugscanälen, welche einem älteren, tiefer liegenden Baue angehören und allerdings darauf hindeuten, dass schon innerhalb der römischen Aera eine Veränderung des Strandes im positiven Sinne von beiläufig 1 oder 2 M. eingetreten sein mag.[37] Die Annahme, welche der sonst so gründliche Babbage gegen Niccolini aussprach, dass es sich nur um das Pflaster eines Bades handle, ist nicht haltbar.[38] In mehreren Gemächern wurde dunkler Kalksinter in horizontalen Bändern von verschiedener Höhe bis etwa + 1 M. angetroffen; aber dieser Sinter lehrt nur, dass bei Verschüttung des Tempels vor der Ueberfluthung durch das Meer Hohlräume im Schutt geblieben sind, in welchen Thermalwasser oder Regenwasser sich sammeln konnte. Wichtiger ist der von Jorio erwähnte Umstand, dass in den Schutt der Cella ein spätrömisches Grab eingesenkt war, ein Beweis, wie rasch der Verfall vor sich gegangen ist.

Es folgt über dem Mauerschutt eine neue und ausgebreitete Lage von Kalksinter, deren untere Begrenzung uneben ist, nach der damaligen Oberfläche des Mauerschuttes, während die obere Begrenzung horizontal ist. Babbage gibt für die Höhe des letzteren etwa 8 Fuss 8 Zoll (2·667 M.) an und fügt hinzu, dass der Sinter ganz jenem in der Piscina mirabilis gleiche. Diesen oberen, an den Säulenschäften sichtbaren Sinter hat Ehrenberg unter dem Mikroskop als Süsswasser-Sinter erkannt.[39] Um diese Zeit muss in den Vertiefungen des Schuttes oder zusammengehalten durch das Mauerwerk

des grossen Rechteckes eine Lache von Regenwasser oder Quellwasser durch längere Zeit gestanden haben. Dies ist die letzte Bildung vor dem Eintritte des Meeres, aber bis hieher ergeben sich, mit Ausnahme des tieferen älteren Pflasters, nach meiner Meinung, keinerlei chronologische Anhaltspunkte, noch überhaupt andere Spuren als solche, die eine natürliche Folge des Verfalles sind.[40]

Der Eintritt des Meeres ist ein allmäliger gewesen. Die Reste der Ziegelmauern, welche das Rechteck bildeten, sind in der Nähe des Meeres niedriger und landwärts höher, durch die Wirkung der Brandung, wie Jorio mit Recht bemerkt. Sand mit Meeresconchylien wurde nun eingelagert, und dieselbe Schichte von Meeressand findet sich in den benachbarten Gärten; gegen das Meer hin liegt sie etwas tiefer.

Um diese Zeit wurde aus Ziegeln und alten Bruchstücken, etwas seitlich hinter den drei aufrechten Säulen und östlich von der Cella, eine Mauer gegen das Meer, wohl zum Schutze der dahinter liegenden Quelle, aufgeführt. Diese Mauer war gegen das Meer geböscht; sie zog quer über drei Gemächer des alten Tempels, welcher schon in Trümmern lag, als sie erbaut wurde, und ihre Unterseite lag 2 bis 2·6 M. über dem Boden dieser Gemächer.[41] Dies ist offenbar das von Petrus de Ebulo im saec. XIII erwähnte ‚*opus sectile*' zum Schutze der Therme; jetzt gilt das Wort: ‚*Cum mare fremescit: locus oppugnatur ab undis*'.

Dies ist die Zeit der Lithodomenbohrungen. So hoch der Mauerschutt lag, blieben die Säulen und Mauern von denselben, sowie überhaupt von den Einflüssen des Meeres verschont. Im April 1872 und im August 1878 bin ich an dieser Stelle gewesen. Beide Male standen die Sockel der drei aufrechten Säulen im Wasser. Bei dem zweiten Besuche waren 0·653 M. unter Wasser. An der genauer betrachteten Säule ist der Schaft durch die unteren 1·71 M. glatt und wohlerhalten; dann folgt ein Band von Sinter, hier nur 0·07 M. breit, offenbar gerade über dem alten Mauerschutt, 2·433 M. über dem Pflaster, gebildet. Bis hierher ist der Durchmesser des Schaftes voll und unverletzt. Ueber dem Sinter sieht man eine rauhe, etwas verwitterte und corrodirte Zone, an verschiedenen Seiten desselben Schaftes von 0·53 bis 0·65 M.

schwankend, gegen oben mit den kettenförmigen Anbohrungen von *Vioa*. Dann folgt, stark corrodirt, bei merkbarer Verminderung des Durchmessers des Schaftes, die Zone der Lithodomen, deren Breite je nach der vorhergehenden Zone in unregelmässiger Ausgleichung 3·02 bis 2·60 M. beträgt. Der oberste Rand der Bohrungen befand sich daher im August 1878 5·33 bis 5·03 M. über der Wasserfläche im Tempel, zugleich 5·983 bis 5·683 M. über dem Boden des Tempels.

Ueber den Bohrungen folgt ein nicht sehr breiter, rauher Saum; der höhere Theil des Schaftes endlich ist stark an der Luft verwittert und scheint nie unter Wasser gestanden zu haben.[42]

Ueber der Meeresschicht wurde eine neue Schuttlage gebildet. Diese entstand ohne Zweifel zum grössten Theile durch den Auswurf von 1538; übrigens sind nach diesem noch mehr als zwei Jahrhunderte vergangen, bevor die Ruinen aufgedeckt wurden. Schon der Umstand, dass die Asche auf dem Meeressande liegt, beweist, dass die positive Phase älter ist als 1538.

Die Frage, ob heute Schwankungen stattfinden, ist nicht mit Bestimmtheit gelöst, und die mir bekannt gewordenen Beobachtungen sind unzureichend. Niccolini hat für die J. 1822 bis 1838 eine Reihe von Niederwasser-Messungen gesammelt und aus denselben ein andauerndes Steigen des Meeres gefolgert; Smith schloss aus denselben das Sinken des Landes; Mallet warnte im J. 1862 vor Täuschungen. Guiscardi gibt an, dass eine einstige Haftstelle für Schiffe an der Brücke des Caligula am 12. Juni 1840 + 2·037 M. und am 9. Juni 1865 + 2·386 M. über Niederwasser gestanden sei und folgert eine Aenderung von + 0·349 M. in 25 Jahren.[43]

5. Verschiedenartige Erklärungen. Die ersten Beobachter, welche nach der Ausgrabung des Tempels die Bohrlöcher der Lithodomen aufmerksam betrachtet hatten, sahen sofort die Schwierigkeiten des Räthsels. Die meisten, Einheimische wie Fremde, von welch' letzteren Nixon im J. 1757, Ferber im J. 1772 die Ruinen besuchten, verzeichneten nur die sonderbare Thatsache oder äusserten ihre Vermuthungen mit der grössten Zurückhaltung.[44]

Zuerst dachte man an ein vorübergehendes Schwanken des Meeresspiegels. Insbesondere war es gegen das Ende des vergangenen Jahrhunderts der kenntnissreiche Scipio Breislak,

welcher die Meinung vertrat, dass eine durch mehrere Jahre andauernde Hochfluth (Marée) von 5 M. Höhe vorauszusetzen sei. Nachdem ihm die Unmöglichkeit einer Hochfluth von so langer Dauer entgegengehalten worden war, gab er diese Ansicht in der von Pommereuil im J. 1801 veranstalteten französischen Ausgabe seiner Reisen in Campanien auf, gestand, dass eine irgendwie annehmbare Erklärung noch nicht gefunden sei, und näherte sich der Meinung, das Land selbst habe sich nach aufwärts und wieder nach abwärts bewegt. (II, S. 15.)[45]

Früh schon bildete sich neben dieser eine zweite Ansicht aus. Man stellte sich vor, dass bei dem Zerfalle des Tempels der Schutt eine solche Anordnung gefunden habe, dass er eine Mulde umfing, und in der That konnte das aus Backstein aufgeführte Rechteck, welches den grossen Hof umschloss, eine solche Bildung begünstigen. Wurde nun durch Stürme oder eine seismische Woge Seewasser über die Ruine geworfen, so konnte auf dem Schutt ein kleines, mit Seewasser gefülltes Becken zurückbleiben, in welchem über dem Meeresspiegel die Lithodomen leben konnten. In dieser Gestalt wurde die Erklärung von Pini und von Goethe gegeben. Brocchi nahm einen Mittelweg und meinte, das Meer sei etwas näher an den Ruinen gewesen und den Rest habe die Füllung des Beckens auf dem Schutte bewirkt.[46]

Später, als die Elevationstheorie, hauptsächlich auf Grund der Beobachtungen in Schweden, ihre Triumphe feierte, wurden bald auch die Säulenschäfte zu Puzzuoli als typische Beispiele für die wiederholten Oscillationen des festen Landes angesehen, aber es ist bezeichnend, dass noch im J. 1829 James D. Forbes nach einer sehr eingehenden Untersuchung der Sachlage ausdrücklich die Frage offen hielt, ob nicht neben der örtlichen Oscillation des festen Landes eine allgemeine Veränderung der Höhe des Meeresspiegels im Mittelmeere vor sich gehe.[47]

Man entnimmt aus Forbes' Darstellung die Neigung, die örtlichen Bewegungen als rasch, die allgemeinen als langsam vorauszusetzen, und um dieselbe Zeit versuchte Capocci den Nachweis zu liefern, dass die letzte Trockenlegung rasch, und zwar im J. 1538 während des Ausbruches eingetreten sei. Dabei berief sich Capocci auf einige der auch hier angeführten Berichte, und er betrachtete

die Bewegung als eine Hebung.[48] Babbage, dessen gründliche Beobachtungen hier wiederholt erwähnt worden sind, nahm an, dass Erhebungen und Senkungen des Bodens herbeigeführt worden seien durch Steigerung oder Minderung der Erdtemperatur an dieser Stelle.

Wohl Niemand vermochte aber mit gleicher Kenntniss der Sachlage zu urtheilen wie Niccolini, dessen Forschungen an dieser Stelle mit dem J. 1808 beginnen und dessen Veröffentlichungen von 1828 bis 1845 reichen.[49] Niccolini hat stets an der Behauptung festgehalten, dass das feste Land unverändert geblieben sei und dass das Meer seinen Stand verändert habe, und zwar im Wesentlichen aus folgenden Gründen:

a. Man sehe rings um Italien Spuren grosser, gleichmässiger Veränderungen von ähnlicher Art.

b. Zahlreiche Thermen, und zwar nicht nur jene am Serapis-Tempel, sondern auch jene an den Bädern des Nero und Andere seien seit der Zeit der Römer bis zum heutigen Tage vorhanden; bei Gaëta fliesse heute noch eine kalte Quelle aus einer Oeffnung von griechischer Arbeit; jede Auftreibung des Bodens müsste diese Quellen vernichtet haben.

c. Auch zahlreiche grosse Tunnels sind seit den Römern geblieben, so jene vom Averner-See nach Cumä und die Grotte des Pausilipp, durch deren ganze Länge zweimal im Jahre die untergehende Sonne einen Strahl sendet.

d. Sogar am Fusse des M. Nuovo sind die Reste des Apoll-Tempels aufrecht geblieben.

e. Die Bewegungen sind zu häufig, um Bewegungen des Festlandes sein zu können.

Es ist zugleich rühmend hervorzuheben, dass Niccolini ganz scharf die Erhebungen der Gebirge mit geneigten Schichten unterschied von den Bewegungen des Meeres, welche horizontale Strandlinien zurücklassen, ferner dass ihm die Compensation positiver und negativer Bewegungen vollkommen deutlich war, und dass er gleichartige Bewegungen einer ungleichartigen Erdrinde für eine Unmöglichkeit hielt.

Die ‚metrisch-chronologische Tafel', welche Niccolini für den Serapis-Tempel entwarf, umfasst drei Phasen, und zwar:

1. Positive Phase von den tiefsten Hafenbauten auf Nisida (200 v. Chr.) in — 6 M. bis zu den Bohrungen an den Säulen in + 5·8 M. Das Maximum und Ende dieser Phase setzt diese Tafel zwischen das IX. und X. saec.

2. Negative Phase, angeblich nachgewiesen durch zwei Kirchenbauten am Ufer bis hinab zu etwa — 1 M., wegen der Schenkungs-Urkunden von 1503 und 1511, welche verlandete Strecken im Gebiete von Puzzuoli anführen.

3. Neuerliche positive Phase von einem Zeitpunkte kurz nach 1511 bis zur Gegenwart und noch andauernd.

An diese Tafel will ich nun versuchen, die Ergebnisse der eigenen Prüfung anzuknüpfen. Niccolini hat die Urkunden von 1503 und 1511 missverstanden und das Ereigniss von 1538 unterschätzt; er hielt es nur für Zurückdrängung des Meeres durch Aufschüttung, wie Porzio andeutet, während thatsächliche Veränderung der Strandhöhe eingetreten ist. Auch ist aus den Versen des Petrus de Ebulo und späteren Berichten zu entnehmen, dass im saec. XIII und zu Anfang des saec. XVI der Strand hoch war. Demnach ergibt sich Folgendes:

Aus dem Alterthume, den Hafenbauten von Nisida, der Brücke des Caligula, der Lex parietis faciundi, dem zweifachen Pflaster im Serapis-Tempel, kennt man nur positive Spuren, und es ist nicht unmöglich, dass diese positive Bewegung langsam angedauert hat durch die ganze Zeit bis in das XIII., XIV., XV. und den Anfang des XVI saec., wo der Strand in + 5·8 M. stand, das Meer bis an die Therme reichte und die Bohrungen an den Säulen des Tempels und an den Pfeilern der Brücke des Caligula erzeugt wurden. Dann tritt am 28. September 1538 eine plötzliche negative Bewegung ein; die Starza und der Schutthaufe des Tempels werden vom Meere verlassen, zugleich die Therme mit Asche verschüttet. Wie tief diese negative Bewegung gereicht hat, ist unbekannt, ebenso ob sofort positive Bewegung nachgefolgt ist; heute wird positive Bewegung behauptet.

Hieraus ergibt sich auch, dass nicht alle von Niccolini angenommenen Schwankungen Geltung erlangen können. Sicher bekannt ist nur eine positive Bewegung, welche wahrscheinlich langsam durch eine Reihe von Jahrhunderten

angedauert hat, und hoher Stand vom XIII. Jahrhunderte bis 1538; dann eine plötzliche negative Bewegung während des Ausbruches von 1538 oder kurz vor demselben. Alles Uebrige scheint mir unerwiesen. Ferner blieben diese Bewegungen beschränkt auf den phlegräischen Krater, und was jenseits Nisidà in Vergleich gezogen wurde, ist von unvergleichlich viel älterem Datum.

Es handelt sich um ein örtliches Phänomen in der Mitte des Kraters, welches keinerlei Aehnlichkeit hat mit jenen ausgedehnten Schwankungen der Strandlinie, welche bisher besprochen worden sind. Die Gründe gegen die Elevationstheorie, welche Niccolini mit so viel Scharfsinn und Kühnheit hervorhob, finden zum grössten Theile gerade hier keine Anwendung.

Dagegen muss allerdings dem Hinweise Niccolini's auf den ununterbrochenen Fortbestand zahlreicher warmer Quellen seit der Zeit der Römer Bedeutung beigemessen werden. Es ist richtig, dass heute die warme Quelle hinter der Cella des Tempels vorhanden ist wie vor zwei Jahrtausenden. Dennoch sollte gerade diese Stelle des Bodens im Laufe dieser Jahrtausende sich erst langsam seit dem Baue des älteren Pflasters bis 1538 um etwa 7 M. gesenkt, und sich dann wieder im J. 1538 sehr rasch, ja binnen wenigen Stunden um einen merklichen Betrag, vielleicht um das ganze Maass von 5·8 M. gehoben haben, und diese Senkung und Hebung sollten das Gefüge des Bodens so wenig beeinflusst haben, dass heute noch die Quelle fliesst. Und diese Quelle war vorhanden, als der Strand tief lag und die Römer den Tempel bauten; sie war vorhanden, als der Strand hoch lag, und man sie durch eine Mauer vor der Brandung schützen musste; sie wurde verschüttet und 1735 fand man sie wieder. Solche Stetigkeit ist schwer anders denkbar als in einem stetigen Boden.

So führt die Verfolgung der Thatsachen vor ein sonderbares Räthsel, denn auf der einen Seite zeigt sich das örtlich umgrenzte Wesen der Veränderungen bei Puzzuoli, und auf der anderen Seite hindert uns die Stetigkeit der Quellen und mancher anderer Verhältnisse auf dem festen Lande daran, zu glauben, dass dieses sich wirklich langsam gesenkt, dann plötzlich erhoben habe und jetzt vielleicht wieder sinkt.

Am 8. December 1861 begann ein in vielfacher Beziehung lehrreicher Ausbruch des Vesuv. Aus Palmieri's Bericht über denselben ist Folgendes zu entnehmen.[50]

Schon am 5. December zeigten sich heftige verticale Schwankungen an dem Lamont'schen Variationsapparat des Observatoriums; diese Schwankungen steigerten sich; die Erde erzitterte und am 8. December, Nachmittags 3 Uhr, öffnete sich an der SW. Seite des Berges, 290 M. hoch, eine grosse Spalte gegen Torre del Greco. Pyroxenreiche Lava trat hervor. Gegen 11 Uhr Abends liess die Thätigkeit nach; am 9. December Morgens trat eine vorübergehende Steigerung dieser Thätigkeit ein, und es begann Auswurf aus dem Hauptkrater des Vesuv. Die Spalten verlängerten sich durch Torre del Greco bis zum Meere; ihre beiden Wände waren streckenweise gegen einander verschoben; sie durchschnitten den Lavastrom von 1794 und viele Häuser stürzten ein. Am 10. sah man an den öffentlichen Brunnen zu Torre del Greco eine aussergewöhnliche Zunahme des Wassers, mit Kohlensäure gemengt. Mit solcher Gewalt strömte aber die Kohlensäure aus dem Boden, dass sie die schweren Platten des Strassenpflasters aufzuheben im Stande war. Eine kleine Quelle am Meeresstrande nahm zu; im Meere selbst sah man eine lange Zone heftiger Wallung. Wie sich später zeigte, war sie verursacht durch entweichenden Kohlenwasserstoff. Am Strande unter Torre del Greco bemerkte man nun, dass der Meeresspiegel um 1·12 M. tiefer stand als eine Linie von Tang und Conchylien, welche die bisherige Strandlinie bezeichnete. Palmieri meint, es gehe hieraus hervor, dass der Boden erhoben worden sei. Diese Erhebung scheine der Hauptgrund der Erweiterung der Spalten in Torre del Greco zu sein, und darum habe der auf der alten Lava erbaute Theil der Stadt mehr gelitten, weil diese bei der Aufwölbung zerbrochen sei.

Der Ausbruch aus dem Hauptkrater hielt an, während an der neuen Spalte die höher liegenden Essen, trotz der kurzen Dauer des Ergusses, zu einer ausserordentlichen Tiefe entleert waren.

Es waren Berichte vorhanden, aus welchen vermuthet wurde, dass bei einzelnen früheren Eruptionen, insbesondere im J. 1631, das Land sich gleichfalls erhoben, später aber wieder gesenkt habe. Jetzt, im J. 1861, hatte sich die negative Bewe-

gung nicht bis Granatello, 4 Kilom. gegen NW., erstreckt, und in Torre Bassano, 2·25 Kilom. gegen SO., betrug sie nur 0·3 M. Man wählte daher einen Fixpunkt in Granatello und stellte am 31. December von einem zwischenliegenden Inselchen aus die Visur zwischen demselben und einer Marke an dem veränderten Strande bei Torre del Greco her. Am 21. Januar befand sich die letztere Marke bereits um 0·064 M. tiefer, am 12. Februar um weitere 0·136 M., am 8. März stand sie in gleicher Höhe; bis zum 31. März war sie weiter um 0·041 M. gesunken, im Ganzen seit 31. December um 0·241 M. Zugleich begann am Strande ausserordentliche Wärme sich zu entwickeln; einzelne Quellen an demselben erreichten gegen Ende Januar bis 47°; schon lange waren die Schlünde des 8. December geschlossen, aber die Wärme in Torre del Greco und am Strande nahm fortwährend zu, bis endlich am 2. März eine lange Strecke Bodens 30° erreicht hatte und rauchte, Palmieri die flüssige Lava in nicht mehr als 500 M. Tiefe unter der Stadt Torre del Greco vermuthete und die Bildung einer neuen Ausbruchsstelle hier erwartet wurde, während das Messinstrument eine andauernde, allerdings gerade Anfangs März unterbrochene positive Bewegung angab, welche also der Senkung des Bodens entsprechen würde.

Der vulcanische Ausbruch auf Tanna, der südlichsten der Neuen Hebriden, am 10. Januar 1878, ist von einer negativen Veränderung begleitet gewesen, deren genaues Ausmass, wahrscheinlich etwa 3 M., aus den Berichten nicht zu entnehmen ist; auch ist mir nicht bekannt, ob positive Recurrenz gefolgt ist.[51]

Diese Fälle, insbesondere M. Nuovo 1538 und Vesuv 1861, zeigen langsame positive und rasche negative Veränderung. Alle Umstände würden sich am passendsten erklären lassen durch Abnahme der Attraction in Folge des Ausbruches, aber die Rechnung bestätigt diese Erklärungsweise nicht.

Im J. 1845 veröffentlichte Bruchhausen eine Schrift, welche die Attraction der Eismassen als Ursache der hohen Wasserstände zur Zeit grösserer Eisanhäufungen bezeichnete, und Penck erwähnt, dass der Verfasser im J. 1846 als Nachtrag zu dieser Schrift A. v. Humboldt ein Manuscript überreicht habe, in welchem ausgeführt wird, dass durch vulcanische Thätigkeit die Attraction und folglich auch der Wasserspiegel könne verändert werden.[52] Verbeek

schätzte die im August 1883 vom Krakatau ausgeworfene Masse auf 18 Kubikkilom. im Gewichte von 36×10^{12} Kilogr. Noch höher sind die Schätzungen Junghuhn's für die Eruption des Tambora im J. 1815.[53] Nach dem Ausbruche des M. Nuovo schrieb Francesco del Nero: ‚Was ich mir aber gar nicht im Kopfe zurechtlegen kann, ist die grosse Menge des Materials, das aus diesem Schlunde hervorgegangen ist . . . Und wollte Gott, dass die Höhlung sich nicht bis unter Neapel gebildet habe!'[54] Alle diese ausserordentlichen Mengen reichen aber nach den Rechnungen unserer Physiker nicht hin, um die vorliegenden negativen Bewegungen zu erklären.

Thomson und Tait rechnen, dass, um die Depression des Meeres um 1 M. zu erreichen, die Annahme einer kugelförmigen Höhlung von 3000 bis 4000 M. unter der Erdoberfläche nöthig sei. Drygalski hat die Annahme für den Serapis-Tempel, doch mit dem Mittelpunkte unter dem Vesuv gerechnet.[55] Dr. Margules hat die Güte gehabt, sich einer Reihe dieser mühevollen Rechnungen auf mein Ersuchen zu unterziehen, und ist zu ähnlichen Ergebnissen gelangt wie seine Vorgänger. Nach diesen Rechnungen ergibt sich zunächst in Uebereinstimmung mit Thomson und Tait für die Senkung des Meeres um 1 M. eine kugelförmige Höhlung unter der Oberfläche von 190 Kubikkilom. Nimmt man eine halbkugelförmige Entleerung an, so muss das Volum derselben 147 Kubikkilom. betragen; unter einer anderen, günstigsten Annahme reducirt sich das Volum auf 104 Kubikkilom. Alle diese Zahlen stehen also noch hoch über den höchsten Schätzungen der gewaltigsten Auswürfe, und es handelt sich am M. Nuovo nicht um die negative Bewegung von 1 M., sondern um 5 bis 6 M.

Es frägt sich hienach, ob zu der alten Ansicht von Babbage zurückzukehren sei, nach welcher Auftreibung durch Erwärmung erfolgt. Palmieri scheint neben der Erwärmung auch die gespannten Dämpfe als Ursache der Anschwellung anzusehen.

Welches auch die richtige Erklärung sein mag, die Bewegungen, deren Spuren an den Säulenschäften des Serapis-Tempels kennbar sind, unterscheiden sich völlig von jenen des baltischen Meeres, neben welchen sie in unseren Lehrbüchern häufig als Beweise für die Elevationstheorie genannt werden, erstens durch

ihre enge örtliche Umgrenzung und zweitens durch den plötzlichen, rhapsodischen Charakter des negativen Vorganges. Sie haben mit angeblichen allgemeinen und säcularen Schwankungen des Festlandes so wenig gemein als die Schwankungen eines umschlossenen Binnensees mit jenen der Oceane. Es sind die Veränderungen auf der Oberfläche einer verschlackten Esse, und weder das frische Grün der Hügel und Auen, noch der laute Verkehr der lebensvollen Bewohner, noch die geschichtlichen Erinnerungen lassen uns vergessen, dass Horazen's ‚lachender Erdenwinkel' das misenische Vorgebirge, hineinblickt in die Tiefen eines absterbenden, doch noch nicht völlig abgestorbenen Vulcans. Die Erklärung dieser Erscheinungen ist an thätigen Vulcanen, an den Abhängen des Vesuv oder, noch richtiger, auf dem Pahoehoe des Kilauea, dem Schlackenfelde im Innern des grossen Kraters auf Hawaii, zu suchen.

Anmerkungen zu Abschnitt IX: Der Serapis-Tempel bei Puzzuoli.

1 C. de Stefani, Sedimenti sottomar. dell'epoca postplioc. in Italia; Boll. com. geol. 1876, VII, p. 272—289.

2 B. Lotti, Calcari marini quatern. lungo la costa dei Monti Livornesi; Boll. com. geol. 1885; 2. ser., VI, p. 54—56, 253; Th. Fuchs, Reisenotizen aus Italien; Verh. geol. Reichsanst. 1874, S. 223; Hollande, Géol. de la Corse; Ann. d. Sciences géol. 1877, IX, p. 103; auch Bull. soc. géol. 1875/76, 3. sér., IV, p. 86—91, und H. Reusch, ebendas. 1882, 3. sér., XI, p. 53—67.

3 Ig. Cocchi, Note geol. sopra Cosa, Orbetello e M. Argentario; Boll. com. geol. 1870, I, p. 277—309.

4 Em. Repetti, Colpo d'occhio sulle princip. vicende fisiche accadute prima e dopo il mille lungo il Littorale tosc.; in dess. Dizion. Geogr. fis. storic. della Toscana; 8°, Firenze, II, 1835, p. 704—711; V, 1843, p. 709—713 u. a. and. Ort.; Art. Vada, V, p. 616—618.

5 C. de Stefani, Geol. del M. Pisano; Mem. Comit. Geol. 1877, III, p. 73—87; für die mit dem Laufe des Serchio verbundenen Legenden ders.: Auser, Arno e Serchio in Pisa; Cosmos, ed. G. Cora, 1884/85, VIII, p. 289 u. folg.

6 So ist es der Fall im Lago Scarlino; Savi hat dieses Beispiel mehrmals erwähnt.

7 Cocchi, Note sopra Cosa etc. p. 291, dann 281, 282.

8 1. Seit der Gründung von Ostia (633 v. Chr.) bis Trajan sein Bassin hinzufügt zum Hafen des Claudius (110 n. Chr.) 743 Jahre, Vorschreiten 950 M.; — 2. bis Pius V. seinen Thurm erbaut (im J. 1569) 1459 Jahre, 1750 M.; — 3. bis zum Thurme Alexander's VII. (erbaut 1662), 93 Jahre, 550 M.; — 4. bis zum Thurme Clemens XIV. (Torre Clementina, erbaut 1773), 111 Jahre, 450 M.; — 5. bis zum Jahre 1874, 101 Jahre, 400 M. Ponzi, Bollet. Soc. geograf. ital. 1875, XII, p. 523, u. dess.: Il Tevere ed il suo Delta; Rivist. marit. 1876, IX, p. 1—40, Taf. Derselbe um die Kenntniss Roms hochverdiente Beobachter meinte sogar aus dem Stande des Pegels von Ripetta folgern zu können, dass von dem Jahre 1821 bis 1871 der Boden von Rom sich um 0·971 M. allmälig und unvermerkt gehoben habe; aber eine solche beträchtliche Veränderung wäre ohne allen Zweifel von einer Vertiefung des Flussbettes begleitet gewesen; Ponzi, Sui lavori del Tevere, e sulle variate condiz. del Suolo romano; Transunti Accad. Lync. 1880, ser. 3, IV, p. 203—208.

9 A. Issel, Le Oscill. lente del Suolo, o Bradisismi, p. 205—210.

10 E. Bianchini, Delle oscill. del Suolo sulle coste di Gaeta; Rivist. marit. 1882, XV, p. 389—402.

11 Es ist mir im Laufe der Jahre gelungen, die in vielen Fällen nur als fliegende Hefte veröffentlichten und daher äusserst seltenen Quellenschriften des XVI. Jahrhunderts über diesen Gegenstand zu vereinigen, aber aus der neueren Zeit fehlten mir mehrere der wichtigsten Arbeiten; diese wurden mir durch die gütige Vermittlung des Hrn. Comm. Meneghini

theils aus der k. Universitäts-Bibliothek in Pisa und theils aus der k. National-Bibliothek in Neapel zur Verfügung gestellt.

[12] J. Roth, Der Vesuv und die Umgebung von Neapel; 8°, Berlin, 1857, S. 485; Generalstabskarte 1 : 50.000; Foglio N° 61; parte orient. Napoli.

[13] Arc. Scacchi, Memorie geol. sulla Campania; Rendic. d. R. Accad. d. Scienze di Napoli, 1849, p. 64 und 242.

[14] Nachdem L. v. Buch im J. 1805 zum zweiten Male, und zwar mit Humboldt und Gay Lussac die phlegräischen Felder besucht hatte, schrieb er: ‚Der Lago d'Agnano, Quarto, Pianura, Soccavo erinnern eben so wenig an vulcanische Bildungen wie Capo di Monte und der Posilip. Eine blosse Hügelumgebung ist nicht hinlänglich, die Kraternatur der umschlossenen Gegend zu erweisen. Denn könnte es nicht eine Einstürzung sein?' Gesamm. Schrift. I, 458.

[15] Dana, Amer. Journ. Sc. 1887, XXXIII, pl. I, u. a. and. Ort.

[16] P. di Tucci, Saggio di Studi geol. sui Peperini del Lazio; Mem. Acc. Lyncei, 1879; Jahrg. 276, ser. 3, vol. IV, p. 357—392.

[17] Palmieri, Annal. Vesuvian. 1874, 2. ser., I, p. 55.

[18] Joh. Walther, Studien z. Geol. d. Golfes v. Neapel; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1886, XXXVIII, S. 304; R. Meli, Sulla zona di fori, lasciati dei Litodomi plioc. nella calc. giur. di Fara Sabina; Boll. Com. Geol. 1882, 2. ser., III, p. 149—155. Ueber die Eigenthümlichkeiten solcher Zonen von Bohrungen an der italienischen Küste gibt anregende Bemerkungen A. Issel, Le Oscillaz. lente del Suolo, o Bradisismi; 8°, Genova, 1883, p. 99 bis 101. Aeltere Angaben bei Boettger, Mittelmeer, S. 129.

[19] Guiscardi, hat diesen Punkt abgebildet in den Atti Acad. Napol. 1863, I, N° 7, Fig. 3, und G. v. Rath beschreibt die Muschelbänke in Geogn. min. Fragmente aus Italien; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1866, XVIII, S. 614. Ueber das Verhältniss des Olibano zur Solfatara gibt das Profil bei Scacchi, Campania, Tav. I Aufschluss. Uebrigens bezweifelt Scacchi den Ausbruch der Solfatara im J. 1198, weil die Vorgänge im Krater zur Zeit Strabo's den heutigen ganz ähnlich gewesen zu sein scheinen.

[20] Ant. Niccolini, Tavola metrica cronolog. delle varie Altezze tracciate dalla Superficie del Mare fra la Costa di Amalfi ed il Promontorio di Gaeta nel Corso di XIX. Secoli; 4°, Nap. 1839, p. 26, Nota N° 3.

[21] Ant. Niccolini, Descriz. della gran Terma Puteolana volgarmente detta Tempio di Serapide; 4°, Nap. 1845, Parte Geolog. p. 13 u. folg.

[22] z. B. Strabo, V; Plin. Hist. nat. XXXI, 2; Suet. Aug. XVI; Dio XLVIII, 50; Horat. Od. II, 17; Verg. Georg. 161 u. And.; auch K. Schultess, Die Nordküste des Golfs von Neapel im Alterthum; Mitth. geogr. Ges. Hamburg, 1885/86, S. 173—198.

[23] Abgedruckt in Jul. Caes. Capacio, PVTEOLANA HISTORIA, 4°, Neapel, MDCIIII, fol. 21—23; Niccolini, Gran Terma, Taf., u. a. and. Ort.

[24] Qualis in Euboico Baiarum litore quondam
Saxea pila cadit; magnis quam molibus ante
Constructam ponto jaciunt; sic illa ruinam
Prona trahit, penitusque vadis inlisa recumbit;
Miscent se maria, et nigrae adtolluntur arenae.
Verg. Aen. IX, 710—714.

[25] Andr. de Jorio, Ricerche sul Tempio di Serapide in Puzzuoli (Estratt. d. Monum. ined. di antichità e belle arti, Nap. 1820, fasc. 1 e 2); 4°, p. 53, 54.

[26] Joann. Villano: Chroniche de la Inclyta Cita de Napole Emendatissime: Con li Bagni de Puzolo e Ischia: Nouamente Ristampate (ed. Leonard. Astrinus M. D. XXVI). Stampata in Napoli per el medesimo M. Euangelista, fol. LXXVII, b.

[27] LIBELLVS DE MIRABILIBVS CIVITATIS PVTEOLORVM etc. Francisci Aretini; Hoc opusculū p eundē Augustinū Tyfernū cursim reuisum & auctū: Impressū est Neapoli a Sigismundo Mair Alamāno Regnante Ferdinando Aragoneo Rege. prima Iunii. Anno a dnica natiuitate. M. D. VII. fol. 7, 6. In diesem ersten mir bekannten Abdrucke steht

fertile statt der richtigen Lesart sectile; z. B. Fr. Lombardo, ΣΥΝΟΨΙΣ EORVM, QVAE De Balneis aliisq. miraculis Puteol. scripta sunt; Venet. MDLXVI, p. 37, Scholia.

28 Ueber diese Verhältnisse gibt den besten Aufschluss eine im J. 1775 in Neapel gedruckte Streitschrift: Dissertaz. corogr. istor. delle due antiche distrutte Città Miseno e Cume. Per lo rischiarmento delle ragioni del Regio Fisco contra la Università di Puzzuoli; 4°, p. 182 u. a. and. Ort.

29 DE CONFLAGRATIONE Agri Puteolani, Simonis portii Illustr. D. Petro Toledo etc. etc. (Der erste Abdruck zu Neapel ohne Jahreszahl und Druckort zu Neapel im J. 1538, der zweite zu Florenz 1551.) Abgedruckt von Lor. Giustiniani, I Tre rarissimi Opuscoli di Simone Porzio, di Girol. Borgia e di Marcant. delli Falconi Scritti in occas. della celebr. eruzione avven. in Puzzuoli nell' ann. 1538; 8°, Napoli, 1817, p. 43—51. Der Schluss lautet: ‚Haec igitur mi Maecenas scribenda duxi, ne Harioli, somniorumq. interpretes, ac vulgares Astrologi alio tragant, quae natura duce proueniunt.'

30 DELL' INCENDIO DI POZZUOLO MARCO ANTONIO DELLI Falconi all'Illustr. Sign. Marchesa della Padula NEL M. DXXXVIII. Si venne per Marco Antonio Passaro alli Ferri Vecchi; auch Giustiniani, p. 285—330.

31 Lettera di Francesco Del Nero a Niccolò Del Benino, sul terremoto di Pozzuolo, dal quale ebbe origine la Montagna Nuova, nel 1538; abgedruckt nach d. Manuscripte im Archiv. storic. ital. 1846, IX, p. 93—96; übers. v. Haagen v. Mathiesen, Neu. Jahrb. f. Min. u. s. w. 1846, S. 702—707, und von M. Neumayr, Der Bericht des Franc. d. Nero über die Bildung des M. Nuovo b. Neapel; ebendas. 1883, II, S. 45—51.

32 INCENDIUM AD AUERNUM LACUM HORRIBILE PRIDIE CAL. OCTOB. M. D. XXXVIII. NOCTE INTEMPESTA EXORTUM. — AD PAULUM III. PONT. Opt. Max. Hieronymi Borgii Conflagratio Averni Horrenda. — Neap. Idib. Octob. M. D. XXXVIII; auch Giustiniani, p. 233—255.

33 Giustiniani erwähnt einen Holzschnitt, welcher diesem ähnlich zu sein scheint, in der ersten, ohne Druckort erschienenen Auflage des Porzio, welche ich nicht gesehen habe; sonderbarer Weise erwähnt er den Holzschnitt bei Falconi nicht.

34 Le Antichita Di Pozzvolo et Lvoghi Convicini; Novamente Raccolte dall' Illustr. Sig. Ferrante Loffredo, March. di Treuico etc. In Napoli, Appr. Gius. Cacchij, M. D. LXX; fol. 2, a.

35 PVTEOLANA HISTORIA a Jvlio Caes. Capacio conscript. Accessit ejusd. de Balneis Libellus. Neap., 4°, MDCIIII, Anhang, p. 49; Nicc. Lanzani, Brieve Dissertaz. dell' Acqua Nuovamente rinvenuta nell' Anno 1738 in Pozzuoli, dagli Antichi chiamata del Cantarello; 8°, Nap. MDCCXL.

36 Jorio, am ang. Ort., p. 40, 45—48. Im J. 1757, als die Cella noch nicht ausgegraben war, schleppte man auch wieder vom Strande Bruchstücke von Sculpturen herein, welche die Spuren der Brandung an sich trugen; John Nixon, An Account of the Temple of Serapis at Puzzuoli; Phil. Trans. 1757, vol. L, part 1, p. 173.

37 Ant. Niccolini, Rapporto sulle Acque, che invadono il Pavimento dell' antico Edificio detto il Tempio di Giove Serapide, letto d. Presid. d. R. Accad. d. belle Arti, 25. Nov. 1828; 4°, Nap. 1829, 46 pp., Tav., und in den bereits angef. Schriften, insb. in: Cisterna e antiche Stufe del Temp. d. Ser., ein Brief an L. Pasini; 4°, 1845.

38 C. Babbage, Observ. on the Temple of Serapis at Pozzuoli near Naples, with remarks on certain causes, which may produce Geol. Cycles of great extent (read March 12. 1834); Quart. Journ. geol. Soc. 1847, III, p. 186—217.

39 Ehrenberg, Feststellung des Kalküberzuges am Serapis-Tempel zu Puzz. bei Neap. als Süsswasserkalk durch das Mikroskop; Monatsb. Akad. Berlin, Sitzung v. 18. Nov. 1858, S. 585—602. Die Meeresconchylien zählt Philippi auf im Neu. Jahrb. f. Min. 1837, V, S. 285—292.

40 Babbage erwähnt eine *Serpula* über dem tieferen dunklen Sinter eines der Gemächer; dies zeigt nur, dass einer der Hohlräume sehr lange unausgefüllt geblieben ist; dass vor der Verschüttung Meer eingetreten sei, vermag ich nicht zu folgern.

41 Jorio am ang. Ort. p. 56.

42 Bei beiden Besuchen bin ich von jüngeren Fachgenossen begleitet gewesen; die Messungen hat in meiner Gegenwart Dr. Bittner ausgeführt. Die Schäfte bestehen aus weissem Marmor mit Flasern von Schiefer; man sieht die Lithodomen dem Kalk folgen und dem Schiefer gerne ausweichen, während an jenem Theile der Schäfte, welcher der Luft ausgesetzt war, im Gegentheile die Schiefer-Flasern herausgewittert sind. Die Schäfte sind um ein Geringes geneigt; ich habe nicht gemeint, auf diesen Umstand ein besonderes Gewicht legen zu sollen. Der Boden des Tempels wurde um das Jahr 1864 über Anordnung der Sanitätsbehörde erhöht. Ich kann nicht behaupten, dass die von uns beobachtete Wasserfläche die Meeresfläche gewesen ist.

43 Niccolini, Gran Terma, parte geol. p. 5 u. folg.; J. Smith, On recent Depressions in the Land, Quart. Journ. geol. Soc. 1847, III, p. 234—240; G. Guiscardi, Sul livello del Mare nel Golfo di Pozzuoli, Rendic. Acad. Nap. 1865, IV, p. 203, 204; R. Mallet, Great Neapolit. Earthq. of 1857, 8°, London, 1862, II, p. 218.

44 Nixon, am ang. Ort.; Joh. Jak. Ferber's Briefe aus Wälschland über natürl. Merkwürdigkeiten u. s. w. an Ign. Edl. v. Born; 8°, Prag, 1773, S. 197.

45 Sc. Breislak, Voyages phys. et lytholog. dans la Campanie; trad. par le Général Pommereuil; Paris, 1801, II, p. 170.

46 Ermen. Pini, Spiegazione dello strano fenomeno, che present. i vermi mar. annichiati nelle Colonne del Temp. di Serap. in Pozzuoli; Opusc. Scelti s. Scienze e s. Arti, 4°, Milano, XXII, 1803, p. 94—117; Pini kannte seismische Fluthen aus den Werken von Krascheninikoff und Ulloa; Wolfg. v. Goethe, Architectonisch-Naturhistor. Problem, 1823 (Zur Naturwissensch. überhaupt, II, S. 79—88); Goethe beobachtete im J. 1787, Pini erst im J. 1802 in Puzzuoli, aber Pini's Veröffentlichung ist um 20 Jahre älter; derselben Ansicht folgt v. Hoff, Geschichte natürl. Veränd. II, S. 203—206. — ‚An einzelnen Orten in der Provinz Pasinganam, N. vom Arayat, sollen sich Salzwasserseen befinden, in welchen, wie in manchen süsses oder brackiges Wasser führenden Flüssen derselben Provinz nach Aussage der Priester noch jetzt Bohrmuscheln leben sollen;' Semper, Die Philippinen und ihre Bewohner, 8°, 1869, S. 100. — Brocchi, Notizia di alc. osservaz. fisiche fatte nel tempio di Serap. a Pozz.; Bibl. Ital. Milano, XIV, 1819, p. 193—201.

47 Dav. D. Forbes, Phys. Notices of the Bay of Naples; V. On the Temple of Jup. Serap. at Puzz., and the phenom. it exhibits; Edinb. Journ. of Science, 1829, new ser. I, p. 260—286, Insb. p. 283, wo auch auf die baltischen Veränderungen Bezug genommen wird. Für Senkung und nachfolgende Hebung erklären sich Bronn, Reisen, 1824, I, S. 392 bis 400; Fr. Hoffmann, Brief in Karsten's Archiv, 1831, III, S. 374—383, und insb. Ch. Lyell und die wiederholten Auflagen der Principles of Geol.

48 Ern. Capocci, Nuove Ricerche sul Noto fenom. delle Colonne perforate dalle Foladi nel Temp. di Serap. in Pozz.; 11 pp. (aus dem Progresso).

49 Im J. 1829 veröffentlichte Niccolini eine Schrift: Alcune Idee sulle Cause delle Fasi del Livello del Mare; 4°, Nap.; der Grundgedanke derselben ist, dass das Meer nicht nach dem Mittelpunkte des Planeten gravitirt, sondern nach seinem Schwerpunkte; dass dieser durch Einstürze, Vulcane u. s. w. verändert wird (d. i. durch tektonische Vorgänge), und dass die Oberfläche des Meeres sich ändern muss mit der Verlegung des Schwerpunktes. Diese ‚Idee' wurde, wie aus einem Briefe an Pentland vom 24. Oct. 1845 hervorgeht, nur in wenigen Exemplaren abgedruckt, und der Verfasser ist nicht auf die Hypothese zurückgekommen; die hier von mir angeführten Gründe für die Unveränderlichkeit des Festlandes sind aus der Descriz. de la gran Terma Puzzuol. 1845 gesammelt.

50 L. Palmieri, Cronaca del Vesuvio; Annal. d. R. Osservator. met. Vesuviano, Nap. 1862, III, p. 1 u. folg., und Compt.-rend. Paris, 1861, LIII, p. 1232; Guiscardi, ebendas. p. 1235; Tchihatchef, Verh. geol. Reichsanst. Wien, 1862, S. 182; Perrey, Note s. l. tremblem. de terre en 1861, p. 104 u. folg.

51 Annal. d. Hydrographie; Berlin, 1878, VI, S. 371. Capt. Kilgour sagt, ein Felsen vor dem Hafen schien um 3 M. gewachsen und Korallenbänke waren aus dem Meere gehoben. Hier trat auch seismische Fluth ein.

52 W. v. Bruchhausen, Die period. wiederkehrenden Eiszeiten und Sindfluthen; 8°, Trier, 1846; Albr. Penck, Schwankungen des Meeresspiegels; 8°, München, 1882, S. 7 und 19 (aus d. Jahrb. geogr. Ges. München, VII). Die Thatsache der stetigen Erhebung ist allerdings nicht festgestellt. Prof. Penck hat die Güte gehabt, mir eine Abschrift dieses Manuscriptes mitzutheilen.

53 R. D. M. Verbeek, Rapport sommaire sur l'Erupt. de Krakatau, les 26, 27 et 28 Août 1883; Arch. Néerl. Harlem, 1884, XIX, p. 166.

54 M. Neumayr, Der Bericht des Franc. del Nero über die Bildung des M. Nuovo bei Neapel; Neu. Jahrb. f. Min. 1883, II, S. 49.

55 Thomson und Tait, Handbuch der theoret. Physik, I, 2., 8°, Braunschweig, 1874, § 787, p. 342; E. v. Drygalski, Die Geoiddeformationen d. Eiszeit; Zeitschr. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1887, XXII, S. 28.

ZEHNTER ABSCHNITT.

Ostsee und Nordsee in der historischen Zeit.

Salzgehalt innerhalb des Skager Rack. — Mittelwasser an der deutschen Ostseeküste. — Schwankungen an der schwedischen und finnischen Küste. — Uebersicht der negativen Veränderung. — Versenkte Moore und Wälder der Nordsee. — Haffstöcke und Moore der Ostseeküsten.

1. Salzgehalt innerhalb des Skager Rack. Als L. von Buch im J. 1807 im bottnischen Meerbusen die Spuren des zurückweichenden Strandes sah, beherrschte ihn die Meinung, dass alle Theile des Oceans sich in der gleichen Höhe befinden, und dass eine örtliche Abweichung von dieser Höhe ‚ein Ding der Unmöglichkeit' sei. Aus dieser Meinung ist die Theorie von den Schwankungen der Continente mit all' ihren für die Entwicklung der Geologie so bedeutsamen Folgen hervorgegangen. Diese Meinung ist aber, abgesehen von den noch nicht genauer bekannten, aber jedenfalls sehr bedeutenden Abweichungen, welche durch die Attraction der Festländer ausgeübt wird, für alle nur einigermassen umgränzten Binnenmeere unhaltbar.

Mit demselben Rechte, mit welchem man die volle Ausgleichung der Höhen in entfernteren Meerestheilen voraussetzt, könnte man auch die Ausgleichung des Salzgehaltes und der Dichte voraussetzen, welche nicht stattfindet. Man sollte im Gegentheile vermuthen, dass jene Buchten oder unvollkommen abgeschlossenen Meerestheile, deren Dichte geringer ist als die Dichte des Oceans, höher liegen als dieser, und dass jene, deren Dichte höher ist, tiefer liegen als der Ocean.

Der Salzgehalt ist das massgebendste Moment für die Dichte des Wassers solcher Meerestheile. Der Einfluss der Temperatur

auf die Dichte ist an sich und abgesehen von der durch sie herbeigeführten Verdunstung, geringer und weniger örtlich umgrenzt als die Verschiedenheiten der Dichte. Wenn ein Aestuarium, in welches ein Strom mündet, mit süssem oder brackischem Wasser gefüllt ist, so ist in demselben eine höhere Säule des minder schweren Wassers erforderlich, um einer Säule des schwereren Wassers im offenen Meere das Gleichgewicht zu halten. Schon aus diesem Grunde steht die Strandlinie im Aestuarium höher als ausserhalb desselben. Der Salzgehalt und das Niveau in dem Aestuarium bleiben abhängig von der je nach den Jahreszeiten wechselnden Menge süssen Wassers, welche vom Lande herbeikommt, und die grössten Schwankungen sowohl der Höhe als auch des Salzgehaltes sind in der Nähe der Flussmündungen zu erwarten.

Nach den Angaben der deutschen Seewarte erreicht der Nord-Atlantische Ocean in 30—35° n. Br. seine höchste Dichte mit 1·02768 spec. Gew. und 3·63 Procent Salzgehalt und beide nehmen gegen Süd wie gegen Norden ab; in 50—55° n. Br. herrscht das spec. Gew. 1·02665 bei 3·48 Procent Sz.[1] Von diesen Ziffern ist bei der Betrachtung der umschlossenen Meerestheile auszugehen.

In Europa befinden sich zwei Ketten von Meeresräumen, welche mit dem Ocean nur in unvollkommener Verbindung stehen. Die erste Kette bilden der bottnische und der finnische Busen, Ostsee, Kattegat und Skager Rack; die zweite besteht aus dem Asow'schen Meere, dem Schwarzen Meere, dem Bosporus, dem Aegäischen und dem Mittelmeere. In den entferntesten Theilen, im bottnischen Wiek, dem finnischen Busen und dem Asow'schen Meere herrschen die Bedingungen eines grossen Aestuariums; dort trifft man den geringsten Salzgehalt und ist folglich die grösste Höhe über dem Ocean zu erwarten.

In der nördlichen Kette sind die folgenden Glieder zu unterscheiden:

I. Die nördliche Hälfte des bottnischen Busens oder der bottnische Wiek, gegen Süden durch die Quarken begrenzt, ist eine Pfanne, welche allerdings zwischen 64 und 65° n. Br. in ihrem W. Theile unter 100 M., an einer Stelle sogar bis 129 M. hinabsinkt, aber im Allgemeinen nur geringe Tiefen besitzt. Insbesondere gegen NO. erreicht sie auf grosse Strecken nicht — 20 M.,

und es scheint auch der querliegende Rücken der Quarken nirgends unter — 20 M. hinabzusinken.[2]

Das durch diesen Rücken abgegrenzte Becken nimmt eine sehr grosse, je nach den Jahreszeiten ausserordentlich verschiedene Menge von süssem Wasser auf. Die Wasserscheide desselben liegt im Westen weit gegen den Atlantischen Ocean; beinahe eben so entfernt ist sie im Norden, und erst im Nordosten und Osten nähert sie sich allmälig den Quarken. Alle die ausserordentlichen Mengen von Schneewasser, welche im Sommer während der langen, kaum durch eine Dämmerung unterbrochenen Tage in diesen weiten Becken von der Sonne in Bewegung gesetzt werden, fliessen dem bottnischen Wiek zu. Die grössere Menge kommt aus dem Westen. Aller Zufluss soll über den Rücken der Quarken und insbesondere in der nur 16 Kilom. breiten Strecke zwischen Holmö und dem schwedischen Ufer zum Abflusse gelangen. Die Folge ist ein ausserordentlich geringer Salzgehalt. Bei Nieder-Kalix, nahe dem nördlichsten Theile des Busens, fand Edlund nur 0·26 Procent Sz., bei Skellefteå 0·35 und bei Umeå, an der Einschnürung durch die Quarken, 0·39. An der finnischen Küste im hohen Norden traf Struve bei Uleåborg wie bei Brahestad 0·34 Procent.[3]

II. Die südliche Hälfte des bottnischen Busens reicht von den Quarken zu den Ålands-Inseln. Diese Inseln sind die Gipfel eines breiten Felsrückens, welcher von Åbo her gegen Westen vortritt, aber an seinem W. Ende, im Angesichte der schwedischen Küste, steil zu einer ganz unerwarteten Tiefe absinkt. Diese umgrenzte Tiefe beträgt mehr als — 200 M. und erreicht gegen SO. sogar — 300 M.; man bezeichnet diese tiefe Stelle an der Verbindung des bottnischen Busens mit der nördlichen Ostsee wohl auch als das Ålands-Meer.

Zwischen den Ålands-Inseln und den Quarken sinkt noch an einer andern Stelle das Meer zu grösserer Tiefe hinab; diese liegt auch an der Westküste, in 62° 53′ n. Br. und erreicht — 271 M. Von derselben nimmt gegen Nord, Ost und Süd die Tiefe rasch ab, so dass die mittlere Tiefe auch dieses Beckens nicht bedeutend ist.

Das Zuflussgebiet dieser Wasserfläche ist gegen Westen hin ebenso breit als jenes der nördlichen Hälfte der bottnischen Bucht,

aber von Osten her strömt weit weniger süsses Wasser herbei. So kommt es, dass der Salzgehalt zwar im Allgemeinen gegen Süden zunimmt, an dem finnischen Ufer aber sich diese Zunahme schon weiter im Norden einstellt, denn Struve fand S. von Wasa (63° n. B.) schon 0·51 und bei Kristinestad (62° 15′) 0·54 Procent, während Edlund an der schwedischen Küste bei Hernösand (62° 30′) nur 0·42, in der Nähe von Söderhamn (in 61° 11′) nur 0·46 und NO. von Gefle (in 60° 51′) nur 0·48 Procent antraf.

III. Der finnische Busen bringt eine beträchtliche Menge süssen Wassers von Osten herbei. Er vertieft sich ganz allmälig und regelmässig von der Newa bis in die Ostsee heraus, und es fehlen unterirdische Dämme, wie jene der Quarken und der Ålands-Inseln. Es ist für die vorliegende Frage nicht nöthig, ausführlicher von demselben zu sprechen.

IV. Der Busen von Riga, innerhalb der Inseln Dagö und Oesel, das Flussgebiet der Düna umfassend, gibt ebenfalls süsses Wasser ab.

V. Die Ostsee ist in ihrer Mitte der Länge nach durch einen Rücken getheilt, welcher von den Kopparsten-örne und der Insel Gotska Sandö über Gotland und die Hoborg-Bank mit geringer Unterbrechung zur Mittelbank, etwa von 58° 30′ bis 55° 30′, herabreicht, und als dessen Fortsetzung Bornholm und die Rönne-Bank, insoferne es sich um die Bewegung des Wassers handelt, gelten mögen. So entsteht eine deutsche oder östliche, südöstliche und südliche, und eine schwedische oder westliche und südwestliche Hälfte der Ostsee. Die grössten Tiefen liegen in der deutschen Hälfte O. von Gotland, wo das Meer in grösserer Ausdehnung unter 200 M. hinabreicht und — 249 M. erreicht, und in der schwedischen Hälfte, NW. von Gotska Sandö, wo die Ausdehnung eine geringere ist, aber — 323 M. als die grösste Tiefe der Ostsee überhaupt ermittelt sind. Es ist sehr bemerkenswerth, dass von der Breite von Gotland an bis in den Skager Rack hinaus nirgends mehr ähnliche Tiefen angetroffen wurden.

Die drei Thore, welche die Ostsee mit dem Kattegat verbinden, sind von verschiedener Beschaffenheit. Eine Senkung, welche unter — 20 M. hinabreicht und sich in der Bucht von Lübeck fortsetzt, findet gegen NW. Fortsetzung in einer Rinne, welche sich

spaltet und einerseits in den kleinen Belt eintritt, andererseits durch den grossen Belt hindurch bis zu den noch tieferen Stellen NW. von Seeland reicht. Der Sund ist von der Ostsee her durch einen breiten, trichterförmigen Eingang ausgezeichnet, aber die Tiefe zwischen Kopenhagen und Malmö ist nur gering und erst an den engeren Stellen sinkt sie unter — 20 M. hinab; diese tiefere Rinne erweitert sich jenseits Helsingborg und tritt in den Kattegat hinaus.

Die Ostsee nimmt von Süden her eine Reihe deutscher Flüsse auf. Zu diesen gesellen sich die Zuflüsse aus dem Riga'schen, finnischen und bottnischen Busen. Ebenso gelangen in dem nördlichen Theile der schwedischen Küstenstrecke nicht unbeträchtliche Mengen von süssem Wasser in ihr Becken, aber man bemerkt, dass durch eine eigenthümliche Vertheilung der Wasserscheiden der südlichste Theil Schwedens der Zuflüsse aus dem höheren Gebirge entbehrt, da diese gegen SO. und SW. auseinandertreten. So bildet der südlichste Theil der skandinavischen Halbinsel gleichsam ein untergeordnetes hydrographisches Gebiet für sich, und die Zuflüsse vom festen Lande sind hier geringer.

Ueber die Strömungen und den Salzgehalt der Ostsee liegen durch die vereinten Bemühungen schwedischer, dänischer und russischer Forscher, dann insbesondere durch die Arbeiten des deutschen Schiffes ‚Pommerania' und der Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere zahlreiche und zuverlässige Angaben vor, aus welchen nur wenige Beispiele angeführt werden können.[4]

Wir kehren zuerst zur Tiefe der Ålandsee zurück. Hier fand Forchhammer an der Oberfläche 0·592, in 50 Faden 0·725, in 100 Faden 0·747 und in 158 Faden 0·750 Procent an Salzgehalt.[5] Hier liegt also schweres Wasser in der vereinzelten Tiefe und das leichtere Wasser strömt darüber hinweg. Indem der Salzgehalt im Allgemeinen gegen Süden zunimmt, trifft man an der Oberfläche Dichten, welche sich mehr und mehr jenen nähern, welche weiter im Norden, in der Ålandsee, die Tiefe kennzeichnen. Dabei zeigt sich jedoch beträchtlicher Wechsel je nach der Jahreszeit, der Windrichtung und anderen Umständen. An der Mündung des finnischen Busens (Forchhammer) und zwischen Dagö und Oesel (Göbel)

ist der Salzgehalt 0·69 Procent, und bis über Bornholm hinaus schwankt an der Oberfläche die Ziffer zwischen 0·71 und 0·75, oder ausnahmsweise bis 0·78. In der Tiefe ist aber der Salzgehalt grösser, und es wurden z. B. in der See zwischen Jershöft und Bornholm in — 85 bis 90 M. 1·633 Procent getroffen. Etwa von Warnemünde an erreicht der Salzgehalt an der Oberfläche schon mehr als 1 Procent.

Wir nähern uns nun den Thoren. Das schwere Wasser der Nordsee tritt durch die tiefen Rinnen der Belte herein, während leichtes Ostseewasser über demselben hinausfliesst, aber durch den Sund, welcher von der Untiefe der Drogden durchkreuzt wird und der Ostsee einen Trichter entgegenhält, gelangt bei ruhiger Zeit von der Nordsee her verhältnissmässig wenig Wasser herein. Der Austausch findet jedoch unter eigenthümlichen Umständen statt, welche jetzt auf Grund der ausführlichen und sehr verdienstlichen Darstellungen von Meyer und Karsten genauer zu betrachten sind.[6]

Für die Strecken O. von Arcona auf Rügen und von Ystad in Schonen kann der mittlere Salzgehalt des Wassers der Oberfläche mit 0·75 Procent angenommen werden, für die Küste zwischen Rügen und Fehmarn mit 1 Procent, für den Oere-Sund mit 1·25, für die Schleswig-Holstein'sche Küste mit 1·75, für die dänische Küste des Kattegat mit 2·33, für Skagens Rev im Skager Rack mit beinahe 3 und für die benachbarten Theile der Nordsee mit 3·25 Procent. Bei anhaltenden, vom Kattegat her wehenden Stürmen mehrt sich in den Belten der Unterstrom und im Sund übersteigt das schwere Wasser die Untiefe der Drogden. Grössere Mengen von Salzwasser sammeln sich dann in dem SW. Theile der Ostsee, aber bis über Rügen hinein wird die Zunahme des Salzgehaltes bemerkbar. Die weiteren Schicksale des hereingeworfenen schweren Wassers sind nicht bekannt; wahrscheinlich zieht es gegen die tieferen Stellen im Osten und Westen von Gotland hinab. Jahre mögen dann vergehen, durch welche das leichte Wasser auf dem Wege der Diffusion einen Theil der Salze des eingedrungenen schweren Wassers aufnimmt und allmälig abführt, bis der Vorgang von Neuem beginnt.

Im J. 1869, insbesondere aber während der Stürme vom 31. October bis 1. November und 7. bis 11. November 1872, wurde

viel salzreiches Wasser in die Ostsee hereingetragen und noch O. von Rügen war es bemerkbar. Dann trat am 13. November der grosse Orkan aus NO. und O. ein, von welchem noch weiter die Rede sein wird, und trieb das Wasser nach der entgegengesetzten Richtung gegen die Nordsee hinaus. Im Winter 1873—1874 wurde noch mehr schweres Wasser hereingetragen. Lohme auf Rügen und alle W. davon liegenden Stationen zeigten einen aussergewöhnlich hohen Salzgehalt. Dieser verminderte sich bis zum J. 1875, und von da an trat eine viel geringere, aber doch ständige, weitere Abnahme des Salzgehaltes in diesem ganzen Meerestheile ein, welche durch sieben Jahre andauerte. Im Frühjahre 1882 trat abermals schweres Wasser ein, doch ohne den Salzgehalt früherer Jahre ganz wieder herzustellen.

Der Salzgehalt der Ostsee ist daher heute, wie Karsten bemerkt, von dem zeitweisen Eindringen des Wassers der Nordsee abhängig, und O. von der Linie Rügen—Ystad besitzt die Ostsee die Merkmale eines grossen Brackwasser-Beckens. Seit der einstigen Verbindung mit dem Ocean müsse eine fortwährende Verdünnung stattgefunden haben, und es sei die Frage aufzuwerfen, ob diese Verdünnung noch fortschreitet, oder ob ein Beharrungszustand erreicht sei. Die andauernde Abnahme des Salzgehaltes durch eine Reihe von Jahren und die regelmässig den Jahreszeiten folgenden Schwankungen zeigen den grossen Einfluss der Niederschläge.[7]

Karsten schätzt ferner das gesammte Volum des Wassers der Ostsee auf 75 Kubikmeilen und die jährliche Menge süssen Zuflusses auf 1·5 Kubikmeilen, so dass bei einfachem Bau der Mulde und gänzlicher Verdrängung des Seewassers im vollen Querschnitte fünfzig Jahre ausreichen würden, um die Ostsee mit süssem Wasser zu füllen. So aber sinkt das hereingetretene schwere Wasser in die Tiefen und bewahrt auch an vereinzelten Stellen von geringer Ausdehnung, wie z. B. in der Wittlings Kuhle im Kieler Hafen, durch lange Zeit einen höheren Salzgehalt. Daneben erfolgt ein andauernder, aber zur Ausgleichung des Salzgehaltes ungenügender Zufluss von Nordseewasser durch die tiefen Rinnen der Belte.

Unter diesen Umständen tritt ausserhalb der Thore, im Kattegat und im Skager Rack, eine eigenthümliche Bewegung der

Wässer ein. Es sind drei Strömungen vorhanden. Die erste ist der grosse oceanische Strom, welcher die jütische Westküste bespült, in den Skager Rack eindringt und sogar an der gegenüber Skagen liegenden schwedischen Küste bemerkbar werden kann, sich dann nach aussen wendet und der Westküste Norwegens folgt. So weit diese Strömung reicht, gibt es deutliche Unterschiede zwischen Ebbe und Fluth, während dieselben weiter gegen die Ostsee hin immer schwieriger nachzuweisen sind. Die zweite Strömung zweigt von dieser ab und dringt auf den eben besprochenen Wegen als das salzreiche Wasser in die Ostsee. Die dritte ist die minder salzreiche, nach aussen gehende Strömung der Ostsee, welche den skandinavischen Küsten bis über Cap Lindesnäs folgt. Auf dieser Strecke münden die zahlreichen Flüsse des südlichen Theiles der Halbinsel und beeinflussen gleichfalls den Salzgehalt.

Die Untersuchungen Ekman's an den Bohuslän'schen Küsten geben ein deutliches Bild dieser Verhältnisse. Man kann zuweilen an diesen Küsten drei Schichten von Wasser unterscheiden, nämlich eine obere, welche von den Flüssen herstammt und wohl nie mehr als 2 Faden erreicht, unter dieser die Ostseeströmung, und unter dieser das salzreiche Wasser. In den zum Kattegat gehörigen Theilen von Bohuslän trifft man im Ostseestrom an der Oberfläche zumeist etwa 2 Procent Salzgehalt, in 10 Faden 2·5 Procent und nahe an 15 Faden 3 Procent, aber weiter im Norden, an der dem Skager Rack zufallenden Küste sind $2\frac{1}{2}$ Procent schon an der Oberfläche vorhanden. Wo der Götha Elv einmündet, sind die $2\frac{1}{2}$ Procent erst in 2 Faden Tiefe vorhanden. Das Wasser der Nordsee ist durch blaue Farbe erkennbar und zuweilen so scharf geschieden, dass man einige Meilen von der Küste zu beiden Seiten des Bootes Wässer von verschiedenem Salzgehalt schöpfen mag. Nur so erklärt es sich auch, dass an dem Fjällbacka-Skärgård in den Wäder-Inseln, welche von N. Bohuslän in das Kattegat vortreten, und von welchen noch späterhin die Rede sein soll, von Ekman über Nacht eine Veränderung des Salzgehaltes um 0·23 Procent beobachtet werden konnte.

Aus dem Skager Rack mag hier nur ein Querprofil aus den Aufnahmen des deutschen Schiffes ,Pommerania' erwähnt sein. Man

traf im Hafen von Arendal 1·083 Procent, in den Skären des Arendal-Fjord 1·572, 12 Meilen NW. von Skagen 2·83, 10½ Meilen NW. von Skagen 2·95, 3 Meilen N. von Hirshals in Jütland 3·28 Procent Salzgehalt.

2. Mittelwasser an der deutschen Küste. Der Wasserstand der Ostsee ist, wie sich zeigt, von so vielfältigen Umständen beeinflusst, dass eine lange Reihe von Beobachtungen und eine sorgfältige Prüfung der Angaben nothwendig sind, um das Mittelwasser eines Ortes festzustellen und über die Frage zu urtheilen, ob an einer bestimmten Stelle eine positive oder negative Verschiebung des Mittelwassers vor sich gehe oder nicht. Auf Grund von zahlreichen, aus dem vorigen Jahrhunderte bis 1875 reichenden Beobachtungen an vielen Stellen der deutschen Küste ist Hagen im J. 1877 zu dem Ergebnisse gelangt, dass keinerlei Hebung oder Senkung dieser Küste stattfindet, dass aber höhere Wasserstände durch ein ganzes Jahr anhalten können, und dass daher die Ostsee nicht immer dieselbe Höhe hat.[8] Weitere und sehr zuverlässige Aufschlüsse haben die beiden monographischen Arbeiten über die Mittelwässer bei Swinemünde und bei Travemünde von Wilh. Seibt gebracht. Es zeigt sich bei Swinemünde, dass für die Jahre 1826 bis 1879 der mittlere Fehler der wahrscheinlichen Veränderung zwischen Küste und Ostsee grösser ist als die beobachtete Veränderung selbst, und dass daher die Beständigkeit der Höhenlage der Ostsee für diesen Zeitraum als erwiesen anzusehen ist. In Travemünde reicht für die zur Verfügung gestandene Beobachtungsreihe 1855—1884 der mittlere Fehler so nahe an die beobachtete Veränderung, dass auch hier Stetigkeit anzunehmen ist.

Ebenso wurde die wichtige Thatsache ermittelt, dass trotz des geringeren Salzgehaltes das Mittelwasser dieses Theiles der Ostsee sich in derselben Höhe befindet wie jenes der Nordsee bei Cuxhaven, oder vielmehr dass die gefundenen Differenzen kleiner sind als der mittlere Fehler. Aber es bleibt für unsere späteren Bemerkungen sehr bezeichnend, dass so genaue Uebereinstimmung erst erzielt wird nach Ausscheidung der Station Memel. Denn während noch bei Pillau gegen Cuxhaven die Höhe + 75·9 Mm. mit dem mittleren Fehler ± 79·6 Mm. erlangt wurde und folglich

gleiche Höhe anzunehmen ist, ergab Memel + 221·1 Mm. ± 98·0 Mm. Diese am meisten in die Ostsee vortretende deutsche Station lieferte also allerdings einen merkbaren positiven Werth.[9]

Wir werden aus diesen Erfahrungen entnehmen, dass die ganze deutsche Küste bis Pillau durch die Belte sich mit dem Ocean ins Gleichgewicht zu setzen im Stande ist, wenn auch vorübergehend durch ganze Jahre höhere Wasserstände eintreten mögen, dass aber über Pillau hinaus ein solcher Nachweis fehlt und das Mittelwasser von Memel höher liegt. Dauernde Verschiebungen des Mittelwassers nach oben oder nach unten sind auf dieser Strecke nicht nachweisbar.

3. Schwankungen an der schwedischen und finnischen Küste. Die von Nordenankar im J. 1792 geäusserte Meinung, dass die Ostsee ein Binnenmeer sei mit unvollkommenem Abflusse und dass die Schwankungen der Strandlinie nur von Unregelmässigkeiten sei es im Zuflusse oder im Abflusse herrühren (II, S. 14), ist seither zu wiederholten Malen hervorgetreten. Im J. 1823 sprach sich Nilsson für dieselbe aus. Am 14. November 1849 wurde der schwedischen Akademie ein Schreiben von Rob. Chambers vorgelegt, in welchem gesagt wurde, dass die Stetigkeit der Wasserhöhe der Ostsee nicht erwiesen sei, dass diese vielmehr wegen ihrer zahlreichen Zuflüsse nur als eine grosse Flussmündung anzusehen sei, deren Zuflüsse sich vermindern oder deren Abflusspforten sich erweitern mögen, ein Nivellement sei daher unerlässlich. Zwei hervorragende Forscher, A. Erdmann und Lovén, nahmen aus diesem Schreiben den Anlass, um neue und zusammenhängende Beobachtungen einzuleiten. Es sei in der That wahrscheinlich, sagten sie, dass die Binnenwässer höher liegen und dass der Wiek, die bottnische See und Ostsee drei in Stufen sich erhebende Becken bilden. Swedenborg habe schon 1719 die höhere Lage dieser Binnenwässer behauptet. Woldstedt habe bei der Triangulirung von Finnland gefunden, dass der Meeresspiegel bei Uleåborg um 16 Fuss höher liege als im finnischen Busen, eine Ziffer, die, vielleicht zu hoch, doch Aufmerksamkeit verdiene.[10]

Während aber in Schweden die neuen Beobachtungen veranlasst wurden, trat in Finnland ein erfahrener Seemann, Albin Stjerncreutz, durch seine Theilnahme an der Leitung des finnischen Lootsenwesens zu einem Urtheile über diesen Gegenstand

besonders berufen, mit Entschiedenheit wieder für Nordenankar's Anschauung ein. Stjerncreutz lieferte zugleich eine Beschreibung der einzelnen Strömungen der inneren Meerestheile. Es sind oberflächliche, veränderliche, vom Winde abhängige Strömungen vorhanden, und unter diesen die grossen, normalen Strömungen, welche alle in der Richtung der einzelnen Thore drängen und den Abfluss gegen den Ocean als das allein bewegende Moment erkennen lassen.[11]

Im J. 1850 begannen nun unter A. Erdmann's Anleitung an einer Anzahl von Leuchtthürmen regelmässige, tägliche Wasserstands-Messungen rings um die schwedischen Küsten. Schon mit dem J. 1855 wurde eine erste Uebersicht der Ergebnisse versucht, aber es traten zahlreiche Fehlerquellen hervor.[12] L. Holmström wurde beauftragt, alle Beobachtungspunkte zu besuchen und an jeder Stelle den Vorgang zu prüfen. Auf Grund der Beobachtungsreihe 1852—1875 versuchte dann Forssman neuerdings eine Zusammenstellung, welche wichtige Resultate gab.[13] Dr. Holmström's vieljährige Arbeiten über den Gegenstand sind noch nicht veröffentlicht, aber er hat in seltener Selbstlosigkeit die Güte gehabt, mir seine wesentlichsten Ergebnisse, insbesondere die Ablesungen an 33 rings um die schwedische Küste vertheilten Pegeln oder gezeichneten Felsen sammt einer kritischen Uebersicht der Bedeutung und des Werthes der alten Marken zu übersenden. Vielfache Unterstützung bei dem Studium des Phänomens in Schweden ist mir ferner von meinem werthen Freunde Hrn. Nathorst in Stockholm zu Theil geworden.

Neben den Arbeiten schwedischer Forscher sind für die Beurtheilung der Sachlage die Tabellen der monatlichen Mittelwasserstände von acht Stationen an der finnischen Küste von besonderer Bedeutung, welche, zum Theile bis 1858 zurückreichend, von Moberg fortlaufend veröffentlicht worden sind.[14]

Nun sind vorerst die fortlaufenden Messungen zu unterscheiden von den episodischen Ablesungen an eingehauenen Marken.

Forssman theilt Tabellen der jährlichen Monatsmittel von 1852—1875 für dreizehn Stationen mit; bei diesen ist zu beachten, dass fünf derselben N. von den Ålands-Inseln liegen, wo des Winters halber aus den Messungen jährlich 4—6 Monate ausfallen. Dagegen

liefern die finnischen Berichte bis Rönnskär (63°) volle Jahresbeobachtungen.

Bei den episodischen Beobachtungen entsteht die Schwierigkeit, dass man das jeweilige Mittelwasser nicht kennt und der Wasserstand durch zahlreiche örtliche und vorübergehende Umstände beeinflusst ist. In Finnland können diese vorübergehenden Schwankungen innerhalb desselben Jahres mehr als 6 Fuss betragen, folglich eben so viel als die höchste angenommene negative Veränderung binnen $1^1/_2$ Jahrhunderten. Dr. Holmström schreibt darüber: ‚Im Kattegat trifft man den sogenannten Tangrand, nämlich den obersten, zusammenhängenden Rand oder die Linie, bis zu welcher *Fucus vesiculosus* an lothrechten Klippen wächst. Dieser Tangrand fällt sehr genau mit dem Mittelwasserstande oder demjenigen Stande zusammen, den die Küstenbevölkerung ‚lagligt vatten‘ (Normalwasser) nennt. Er scheint nie mehr als 9—10 Cm. unter jenem Mittelwasser zu liegen, welches an den Leuchtfeuern durch Beobachtungen ermittelt wird. In der Ostsee aber fehlt dieser Tangrand, oder er ist mindestens nicht scharf ausgeprägt. Dagegen findet man dort den sogenannten Algrand, das ist die oberste Linie, bis zu welcher gewisse zarte Arten von Algen wachsen. Es ist aber noch nicht ausgemacht, in welchem Verhältnisse derselbe zum Mittelwasser steht, auch nicht, ob sich derselbe mehrere Jahre hindurch auf derselben Höhe behauptet, was allerdings mit Bestimmtheit vom Tangrand gesagt werden kann.‘ Nicht nur die Beobachtungen, sondern auch die Angaben der Küstenbewohner sind daher im Kattegat zuverlässiger als im bottnischen Wiek.

Aus den fortlaufenden Beobachtungen hat nun schon Forssman zwei sehr wichtige Folgerungen gezogen, welche durch anderweitige Untersuchungen Bekräftigung finden.

Die erste ergibt sich aus den Monatsmitteln. Jahr für Jahr schwankt der Spiegel des Meeres nach den Jahreszeiten, und zwar von den Ålands-Inseln bis an die Küsten des Skager Rack, so weit überhaupt schwedisches Gebiet reicht. Die Curve ist eine gleichförmige, und die Bruchstücke von Curven aus dem Gebiete N. von den Ålands-Inseln, wo schwedische Winterbeobachtungen fehlen, schliessen sich mit ähnlichem Verlaufe an. Gegen das Kattegat verspätet sich aber das Maximum. In der Ostsee ist im April und

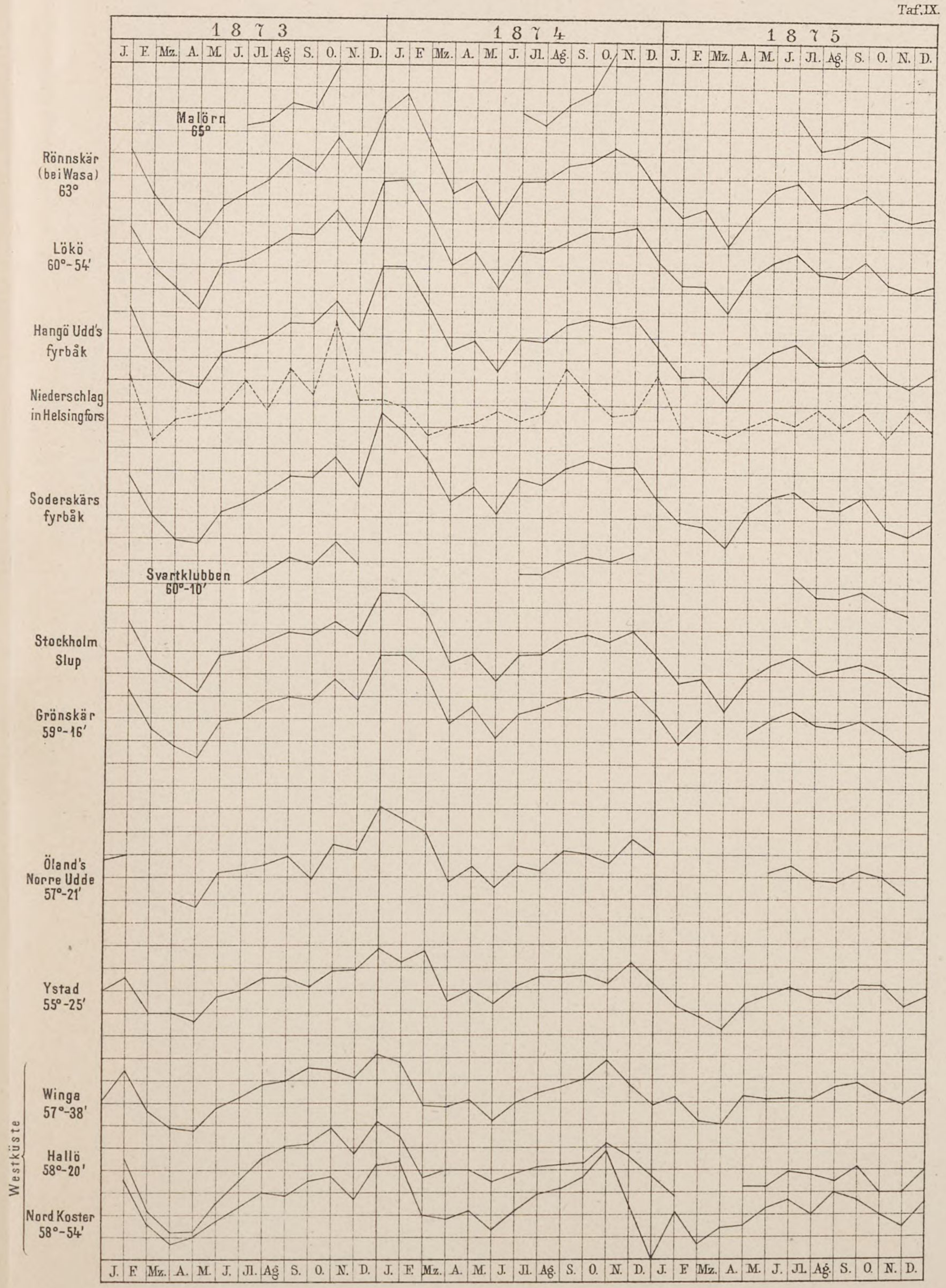
Mai Niederwasser; dann erhebt sich der Stand an der ganzen schwedischen Ostküste, erreicht im Juli und August hohe Ziffern und bleibt bis in den November oder December hoch, um sich dann wieder zu senken. Im Kattegat tritt das Maximum etwas später, etwa an der Grenze von September und October ein und geht rascher vorüber. Die Curven des Wasserstandes der Ostküste entsprechen aber den von Rubenson ermittelten jährlichen Schwankungen des Niederschlages.[15]

Es ist nun für die Beurtheilung der Frage von Werth, dass sich aus Woeikoff's Zusammenstellung der Wasserstände des Ladoga entnehmen lässt, dass dieser Binnensee ebenfalls Schwankungen nach der Jahreszeit unterliegt wie die Ostsee.[16] Aber auch ausserhalb der Ostsee ist die jährliche Beeinflussung des Wasserstandes durch die Jahreszeiten auf dem minder gesalzenen Strome von Ostseewasser bemerkbar, welcher sich längs der schwedischen Westküste bewegt.

Die Monatsmittel zeigen, dass die Ostsee als ein mittleres Glied theilnimmt an Schwankungen nach den Jahreszeiten, welche von den russischen Binnenseen fühlbar sind bis in den Skager Rack.

Die zweite Lehre geht aus den Jahresmitteln hervor. So weit für Schweden ganzjährige Mittel vorliegen, von der Schleusse von Stockholm an bis zu der Station Nord-Koster im nördlichen Kattegat, sind die jährlichen Schwankungen überaus gleichförmig gewesen. Im J. 1853 war überall tiefes, im J. 1854 hohes Wasser; dann sank es; 1857 kam tiefer Wasserstand von Stockholm bis Ystad, welches ausnahmsweise im Kattegat nicht eintrat, wohl aber ist die folgende Depression von 1860 an beiden Küsten sichtbar, ebenso das ausgesprochene Maximum von 1863, ebenso die Senkung gegen 1871, die hohen Wasserstände von 1873 und insbesondere 1874, sowie der Abfall im J. 1875. Die Kattegat-Curven sind flacher.

Der Ueberblick vervollständigt sich wesentlich, sobald man die finnischen Beobachtungen zu Rathe zieht. Aussergewöhnliche Vorkommnisse geben hiebei durch die Störung, welche sie veranlassen, und die Art der Fortpflanzung der Störung den besten Aufschluss. Die heftigste Störung ist die grosse Senkung des Jahres-



Die monatlichen Mittelwasserstände in den Jahren 1873, 1874 und 1875 von Rönnskär bis Nord Koster.

Kartogr. lith. Anst. G. Freytag & Berndt, Wien.

mittelwassers von 1874 auf 1875, und diese habe ich auf Taf. IX darzustellen versucht. Diese Senkung betrug an der finnischen Küste bei Rönnskär (63°) 26·1 Cm., bei Lökö lotsplats (60° 54′) 26·2 Cm., Utö lotsplats 24·1 Cm., Jungfrusunds lotsplats (59° 56′) 23·8 Cm., Hangö udd's inre lotsplats (59° 48′) 25·0 Cm., Hangö udd's fyrbåk am Eingange in den finnischen Golf 26·1 Cm., Porkala lotsplats 25·5 Cm. und Söderskärs fyrbåk 24·0 Cm. Die nördlichen Stationen Schwedens sind, wie gesagt, nur Sommerstationen, und die auf Taf. IX eingetragenen Curvenstücke von Malörn (65°) und Svartklubben (60° 10′) zeigen, dass diese Gruppe von Stationen zwar ganz analoge Bewegungen verräth, aber dass die Curvenstücke weder die Maxima, noch die Minima umfassen. Die Jahresmittel solcher Stationen sind schon aus diesem Grunde unbrauchbar.

Sie ergaben übrigens für Malörn 26·7 Cm. an Abfall für 1875, für alle anderen Punkte über 20·0 Cm. Die Schleusse in Stockholm zeigt 22·0 Cm. Die folgenden Stationen der schwedischen Küste sind sonderbarer Weise gerade für das im April eingetretene Minimum von 1875 lückenhaft, als wären die Einrichtungen für eine so ausserordentliche Senkung nicht hinreichend gewesen (Grönskär, Öland's Norre Udde, ebenso Hallö im Kattegat; Utklippan ist nur Sommerstation). Ystad zeigte nur 13·9 Cm., Swinemünde 4·88, Travemünde 5·75 Cm., Winga im Kattegat (57° 38′) 5·3 Cm., Nord-Koster (58° 54′) vielleicht unter dem Einflusse der norwegischen Flüsse etwas mehr, nämlich 8·0 Cm.

Aus diesen Ziffern ergibt sich die grosse Verbreitung dieser Erscheinung und zugleich ihr Ausflachen gegen Süden. Der letztere Umstand ist insbesondere auf Taf. IX aus der auffallenden Steilheit der Curven im Norden und auch längs der ganzen finnischen Küste bis Söderskärs fyrbåk im Gegensatze zu den Curven von Ystad oder des Kattegat zu entnehmen.

Ferner ist auf Taf. IX neben der aus Moberg's Ziffern entworfenen Curve für Hangö udd's fyrbåk 1873—1875 der Niederschlag in Helsingfors nach den Tabellen von Borenius verzeichnet. Man sieht im J. 1873 dem Minimum des Niederschlages im Februar erst im März und April das Minimum des Wasserstandes folgen; dann tritt im October 1873 ein ganz aussergewöhnlicher Niederschlag von 139 Mm. auf, welcher im December und Jänner als hoher

Wasserstand erscheint und abfliessend einen Theil des Minimums für 1874 aufhebt, so dass 1874 dem Minimum des Niederschlages im Februar erst im Mai ein aussergewöhnlich geringes Minimum des Wasserstandes folgt und die Ziffer des Mittelwassers für 1874 ungewöhnlich hoch bleibt, ja sogar etwas höher als jene für 1873, in welchem Jahre, im October, der grosse Niederschlag eingetreten war. Im Jänner 1875 stehen dann Niederschlag und Wasserstand tief; im März folgt das Minimum, aber die tiefe Ziffer des Mittelwasserstandes für 1875 rührt nicht von diesem Minimum her, sondern von den sehr geringen Niederschlägen und den sehr tiefen Wasserständen des ganzen Sommers, Herbstes und Winters 1875.

Der Abfall der Jahrescurven von 1874 auf 1875 ist also zweifellos von den Niederschlägen verursacht; zufälliger Weise enden Forssman's Curven gerade mit diesem Abfalle, wodurch sich in seiner Rechnung die mittlere Ziffer für die negative Bewegung ansehnlich erhöht.

Man meint, aus den Jahresmitteln für 1852—1875 eine allgemeine negative Bewegung des Strandes entnehmen zu können. Dies ist auch richtig; zerlegt man jedoch die 24 Jahresmittel z. B. in 6 Gruppen zu je 4 Jahren, so findet man sofort für das erste Quadriennium einen negativen, für das zweite einen positiven, für die nachfolgenden aber negative Werthe.

Es sind daher ausser den aus den Monatsmitteln sich ergebenden Schwankungen je nach den Jahreszeiten auch noch grössere Oscillationen vorhanden, welche längere Zeiträume umfassen. Obwohl für den Ladoga nicht so lange Reihen von Beobachtungen vorliegen, sagen doch Tillo und Woeikof, dass auf diesem See ebenfalls Schwankungen von längerer Dauer vorhanden sind, wobei nicht zu übersehen ist, dass die Newa allein dem Gebiete der Ostsee jährlich die beträchtliche Menge von beiläufig 94 Cubikkilom. an süssem Wasser zuführt.[17]

Die Art der Bewegung der Strandlinie in der Ostsee ist daher, abgesehen von den örtlichen oder vorübergehenden Einflüssen des Luftdruckes, der directen Erwärmung durch die Sonne und der Stauung durch Winde, schwankend nach den Jahreszeiten, beeinflusst durch Niederschlag und Thauwetter, ebenso schwankend nach den aufeinanderfolgenden

Jahresmitteln, mit dermalen vorherrschend, aber nicht ausschliesslich negativem Werthe. Dabei sind die Schwankungen im Norden beträchtlicher als im Süden.

Zugleich ergibt sich hieraus ein Nachtheil der bisherigen Art der Vergleichung, denn die Mittel der Kalenderjahre umfassen die zweite Hälfte des einen und die erste Hälfte des folgenden Maximums. So sieht man sogar z. B. auf der Taf. IX, dass das Jahresmittel für 1874 zwei Scheitel der Maxima insbesondere in den nördlichen Stationen in sich begreift, nämlich jenen für 1873 bis 1874 und jenen für 1874—1875. Woeikof's Jahresmittel des Ladoga sind für die einzelnen Phasen, nämlich für Juni bis Mai gerechnet.

Die Erfahrung von der Gleichförmigkeit der Schwankungen verleiht erhöhtes Gewicht der längeren Reihe genauer Beobachtungen, welche für den Wasserstand an der Schleusse zu Stockholm bis 1825 zurückreichen. Auch in dieser Reihe sieht man positive und negative Ziffern wechseln, aber die positiven Werthe bleiben im Ganzen gegen die negativen Werthe zurück. In der That findet man unter den 50 Differenzen der 51 Jahresmittel 1825 bis 1875 23 positiv und 24 negativ; dreimal nur bleiben die aufeinanderfolgenden Jahresmittel gleich. Die Summe der 23 Verschiebungen nach aufwärts betrug + 142 Cm., jene der 24 Verschiebungen nach abwärts — 189 Cm.; folglich erübrigt der negative Rest von — 47 Cm. Dieses ist aber nur die Differenz der beiden mittleren Pegelstände von 1825 und 1875; legt man, wie es Forssman gethan hat, der gesammten Reihe von Beobachtungen die Gleichung einer geraden Linie zu Grunde und verfährt man dann nach der Methode der kleinsten Quadrate, so mindert sich dieser Unterschied von — 47 Cm. auf — 18·7 Cm. herab, und auch diese Ziffer ist durch den übergrossen negativen Werth von 1875 beeinflusst.

Diese Umstände zeigen, mit welcher Vorsicht solche Angaben zu benützen sind, die nur auf episodischen Beobachtungen von Felsmarken beruhen. Der Werth dieser Gruppe von Beobachtungen liegt aber in den weit grösseren Zeiträumen, welche sie umfassen, und für welche sie den positiven oder negativen Charakter des Ueberschusses aus den compensirten Schwankungen zeigen,

wenn auch die Ziffern für das Ausmass nur annähernde sein können.

4. Uebersicht der negativen Veränderung. Es soll nun der Versuch unternommen werden, mit Benützung sowohl der täglichen Beobachtungsstationen als der Sommerstationen des Nordens und auch der vereinzelten Ablesungen an den Marken, hauptsächlich auf Grund des von Dr. Holmström so freundlich mitgetheilten Materials, dann unter Anschluss der Ergebnisse in Norwegen und Finnland, einen Ueberblick über die bisher gesammelten Erfahrungen zu gewinnen. Dabei wird die durchschnittliche negative Veränderung, welche bei gleichförmigem Vorgange auf je ein Jahr entfallen würde, in Centimetern in Klammern beigesetzt werden.

Im J. 1839 wurden über Schive's Anregung zahlreiche Stellen an der norwegischen Küste mit Marken versehen, und im J. 1865 veranlasste Roll eine Erhebung des Mittelwasserstandes an den im südlichen Theile des Landes befindlichen Marken. Jene an der atlantischen Küste gaben schon wegen der starken Gezeiten keine brauchbaren Ziffern, aber von Stavanger bis Moss, also an der ganzen Nordküste des Skager Rack, war an allen 17 Beobachtungsstellen eine mässige negative Verschiebung bemerkbar, die im Allgemeinen 7—8 Cm. binnen 26 Jahren (etwa 0·3) betrug. Es wird jedoch ausdrücklich bemerkt, dass wegen der geringen Anzahl der Beobachtungen diesem Ergebniss kein besonderes Gewicht beigelegt werden dürfe.[18]

An der Ostküste des Kattegat liegen die drei bereits genannten Stationen fortlaufender Beobachtung, Nord-Koster, Hällö und Winga, in welchen die Uebereinstimmung der Schwankungen mit jenen der schwedischen Ostsee für 1825—1875 bereits erwähnt worden ist. Es sind auch ältere Marken vorhanden und Holmström hat die Messungen 1886 erneuert. Hier sind nach Holmström's Angaben die Ziffern für 1847—1886 als zuverlässig anzusehen, und es ergibt sich für diese Zeit eine negative Bewegung von 15—20 Cm. (0·4—0·5). Die älteste Marke an dieser Küste wurde im J. 1770 von Cronstrand in Marstrand hergestellt und seither öfters benützt. Man kann für diese Zeit eine negative Bewegung von etwa 55? Cm. (0·47?) annehmen.[19] An den

Väderöarne (58° 35′), welche etwas weiter von der Küste abstehen, scheinen besondere Verhältnisse zu herrschen. Forsell errichtete 1804 eine Marke; Lovén fand 1850 — 59·5? Cm. (1·3?), aber auch spätere Messungen von Holmström 1850 bis 1867 — 13·5 Cm. (0·79) und 1867 bis 1886 — 13·5 Cm. (0·7) ergeben eine stärkere negative Bewegung als die benachbarten Stationen. Hier liegt der bereits erwähnte Ort Fjällbacka und in seinem Hafen der Felskopf Gudmundskäret, auf dessen Hervortauchen aus dem Meere sich Linné beruft. Im J. 1532 war dieser vom Meere bedeckt; im J. 1662 ragte er hervor; die Kuppe war damals nur so gross, dass man sie mit einem Hute überdecken konnte; im J. 1867 mass Holmström an demselben die Höhe von 131 Cm. über dem Tangrand. Dies ist jedenfalls die auffallendste Stelle an der ganzen schwedischen Küste.

Dr. Holmström macht darauf aufmerksam, dass sich über Fjällbacka ein lothrechter, 250 Fuss hoher Berg erhebt, welcher durchschnitten ist von einer etwa 2 M. breiten Kluft, welche zu grosser Tiefe offen steht und jedenfalls jünger ist als die glacialen Anhäufungen auf der Höhe des Berges. Dieses Vorkommen deute nach seiner Ansicht auf fortgehende Dislocation innerhalb dieser Bergmassen, durch welche eine örtlich umgrenzte Verschiedenheit in den Bewegungen der Strandlinien eintreten könne.

Es mag erinnert sein, dass gerade diese durch so besondere negative Bewegung ausgezeichneten Inseln es sind, an welchen Ekman Wässer von verschiedener Beschaffenheit antraf, und dass im Laufe der Zeit eine leichte Veränderung im vorherrschenden Laufe der Strömungen dazu beigetragen haben mag, die Differenzen zu vergrössern.

Bei Varberg (57° 6′) befindet sich der letzte gemessene Punkt an dieser Küste, und es fehlen Angaben für Schonen. Es ist seit langer Zeit die kleine Insel Saltholm in der Nähe von Kopenhagen als ein Beweis für die Unveränderlichkeit des Meeresspiegels angeführt worden; sie sei im Herbst und Winter überschwemmt und nur im Sommer trocken, liege also innerhalb der jährlichen Schwankungen und wurde doch schon im Jahre 1280 erwähnt.[20] Es ist mir eine neuere Prüfung der Sachlage nicht bekannt, aber es nimmt der südliche Eingang in den Oere-Sund und dieser selbst dem

Abflusse der Ostsee gegenüber die Stelle einer Oeffnung im Wehr ein, in welcher, je nach dem Aufstau und der Abflussgeschwindigkeit, andere Bedingungen für die Veränderung der verticalen Höhe der durchfliessenden Massen herrschen als in den offenen Becken. Die vorübergehenden Ereignisse, wie Stürme, verschwinden zum grössten Theile in den Durchschnittszahlen, auf welchen die Curven beruhen, welche die Uebereinstimmung der Schwankungen an der Ost- und Westküste beweisen und welche zugleich zeigen, dass diese Schwankungen nothwendigerweise durch den Sund gehen müssen, wenn sie auch nicht dasselbe Maass der verticalen Verschiebung der Mittelwasserstände hervorbringen.

Für Ystad liegen mir widersprechende Nachrichten vor; es ist an der Küste von Blekingen negative Bewegung vorhanden; das Ausmass ist nicht sicher ermittelt. Die Berichte von Skallö bei Kalmar (56° 41′) melden, dass hier von Wikström im Jahre 1760 eine Marke errichtet wurde nach mehrjähriger täglicher Beobachtung zur Ermittlung des wahren Mittelwasserstandes, und dass sowohl Frigelius im Jahre 1802 als Siljeström im Jahre 1844 den Wasserstand fast genau übereinstimmend fanden mit der alten Marke. Es ist wohl schwer zu sagen, ob in der engen Strasse von Kalmar ähnliche Verhältnisse herrschten, wie sie im Belt vorhanden zu sein scheinen, oder welche Bedeutung sonst diesen älteren Beobachtungen zuzuschreiben ist; sicher ist, dass Holmström von 1844 bis 1886 hier auch eine negative Bewegung, und zwar von 17 Cm. (0·4) vorfand. Die von Forssman für Utklippan (Sommerstation, 55° 57′) und Oeland's Norre Udde (57° 22′) in den Jahren 1852 bis 1875 gefundenen Ziffern (0·67 und 0·23) wage ich nicht mit dieser zu vergleichen, weil sie durch Rechnung ermittelt sind.

Nordwärts bis Landsort (58° 45′) war früher allenthalben negative Bewegung; man hat in neuester Zeit gemeint, in der Nähe dieses Ortes Spuren einer positiven Bewegung zu sehen, aber sie sind nicht sichergestellt.

Stockholm (59° 19′) ist bereits besprochen worden; die benachbarten Stationen Grönskär (59° 17′) und Vedlösa (59° 51′) stimmen vollständig mit Stockholm überein. Nach Nordenskjöld und Forssman beträgt die Bewegung bei Stockholm 1774 bis 1825

— 30 Cm. (0·59), 1825 bis 1852 — 11 Cm. (0·41) und 1852 bis 1875 — 8 Cm. (0·32), im Ganzen in 101 Jahren — 49 Cm. (0·49).

Nun folgen in Schweden nur Marken und Sommerstationen. Für Djursten's Fyr (60° 22′) rechnet Forssman 1852 bis 1875 nur — 3 Cm. (0·13); der Punkt liegt gerade oberhalb der Ålandsee, aber solche auf Sommerstationen gegründete Rechnungen gestatten keinen Vergleich. Ob diese Tiefe eine Auskolkung, vielleicht eine Auskolkung durch Eis sei, wäre zu untersuchen. Von hier an nimmt die negative Bewegung scheinbar gegen Norden zu. Schon in Löfgrundet (60° 45′), wo eine Marke von Rudman aus dem Jahre 1731 besteht, ist sie bedeutend, sehr stark insbesondere im 63. und 64.°, wo sie mehr als 1 Cm. im Jahre verräth, aber doch seit 1850 geringer zu sein scheint als früher. Die höchste Gesammtdifferenz zeigt der von Hellant bezeichnete Stein in Ratan (64°) 1749 bis 1869 mit — 123 Cm. in 120 Jahren. Hier befinden wir uns schon innerhalb der Quarken. In Storebben (65° 15′) wurde auch von Hellant 1750 eine Marke aufgerichtet; die Angaben lassen eine zweifache Deutung zu, und zwar 1750 bis 1869 — 122 Cm. (1·02) oder — 155 Cm. (1·3). In jedem Falle ist auch hier die negative Bewegung sehr bedeutend, aber auch hier ist eine Abnahme derselben in den letzten Jahrzehnten aus den Ablesungen erkennbar. Malörn's Feuer (65° 32′) ist erst seit 1852 in Beobachtung; Forssman's gerechnete Ziffer ist nur — 8 Cm. (0·32).

An der finnischen Westküste betonte Holmström die von Klinzius 1755 errichteten Zeichen von Bergö (Vargö, 63°) und von Ronnskär (30 Kilom. gegen NW. entfernt); sie zeigen besondere Gleichförmigkeit der Bewegung, und zwar Bergö 1755 bis 1785 nach Schultén — 43 Cm. (1·43), 1785 bis 1797 nach C. P. Hallström — 50 Cm. (1·20), 1797 bis 1821 nach Brodd — 35 Cm. (1·46) und 1821 bis 1852 nach Stjerncreutz — 11·5 Cm. (0·35), also 1755 bis 1852 — 96·5 Cm. (1·0), und Rönnskär 1755 bis 1797 nach Hallström — 50·5 Cm. (1·20) und 1797 bis 1821 nach Brodd — 34·5 Cm. (1·44).

Bei dem Schlosse Åbo (60° 25′) hat Gadolin 1750 den Wasserstand verzeichnet; im Jahre 1841 war er 52·5 Cm. (0·57) tiefer. Nach den Beobachtungen für 1858 bis 1872 und den alten Marken meinte Moberg im Jahre 1873 eine Bewegung von 59·67 Cm.

im Jahrhundert annehmen zu dürfen. Die lebhaft bewegten und doch gleichförmigen Curven, welche sich für Finnland aus den seitherigen Beobachtungen ergeben, wurden bereits erwähnt.

Moberg's Beobachtungen umfassen nicht nur die Westküste Finnlands, sondern auch einen grossen Theil des Nordufers des finnischen Busens. Am Scheitel dieses Busens, bei dem Lustschlosse Mon-plaisir unweit Peterhof, traf F. Schmidt noch deutliche Spuren einer jungen negativen Bewegung, und ebenso, doch minder deutlich, bei Schloss Tolsburg unweit Port Kunda an der Südseite des Busens. Dagegen hat die Ostküste von Oesel keine sicheren Nachweise geliefert.[21]

Hier scheint die Bewegung abzunehmen, und an den deutschen Küsten haben lange fortgesetzte Beobachtungen nach wiederholtem Schwanken der Meinungen endlich zu dem Ergebnisse geführt, dass die untergeordneten Oscillationen sich im Laufe der Zeit völlig compensiren und dass folglich eine stetige mittlere Bewegung im positiven oder negativen Sinne nicht vorhanden ist.

Es ist demnach überall negative Bewegung vorhanden, im vorigen Jahrhundert jedoch war sie beträchtlicher. Aber selbst dort, wo sie am stärksten war und die Zeichen über ein Jahrhundert alt sind, beträgt sie nicht mehr als — 123 Cm. (Ratan, 64°) oder vielleicht — 155 Cm. (Storebben, 65° 15′); zu diesen Punkten grosser Bewegung kommt noch mit vielleicht — 150 Cm. Gudmundskäret in der Nähe des Fjällbacka im Kattegat, vielleicht beeinflusst durch locale Umstände.

Im Norden sind die Anzeichen am stärksten ausgeprägt. Auch bei Stockholm sieht man die negative Bewegung deutlich, aber sie ist nicht so stark als gegenüber an dem Ausgange des finnischen Busens, der so viel süsses Wasser bringt. Sie pflanzt sich an der schwedischen Küste fort mit einem unaufgeklärten Stillstande in früheren Jahren bei Kalmar. Sie geht über Carlskrona hinaus, aber aus dem Süden sind die Nachrichten mangelhaft oder unsicher. Im Oere-Sund scheint sie weit geringer zu sein; dann erscheint sie wieder mit grosser Gleichmässigkeit und in geringerem Ausmasse (mit Ausnahme der vorliegenden Väderöarne) an der Küste des Kattegat, immer den Ausfluss der Ostsee begleitend, und unsichere Spuren treten auch längs der norwegischen Süd-

küste auf bis über Lindesnäs und gegen Stavanger, so weit das minder salzreiche Wasser der Ostsee als eine selbständige Strömung erkennbar ist.

An den gegenüberliegenden dänischen und deutschen Küsten aber sieht man nichts von dieser Bewegung; hier erfolgt ein mehr ausgiebiger Austausch der Wässer durch die Belte; bis Pillau steht die Ostsee im Niveau des Oceans und ist keine negative oder positive Bewegung zu finden.

Es frägt sich nun, ob eine zeitliche Begrenzung dieses grossen Vorganges erkennbar sei. Browallius bemerkt gegen Celsius, dass in W. Finnland sehr alte Bäume in geringer Höhe über dem Meere angetroffen werden. Die Ziffern werden nach einem Berichte von Gadd angeführt. Eine Fichte, 310 Jahre alt, wurde zu Biernö zwei Ellen über der Wasserfläche angetroffen; würde, sagt Browallius, das Wasser wirklich 45 Zoll im Jahrhundert sinken, so müsste dieser Baum 220 Jahre unter dem Wasser gestanden haben; ähnliche Ergebnisse liefert eine Fichte am Kirchen-Sund bei Hitis, 282 Jahre alt, eine Elle über Wasser, Eichen, über 300 Jahre alt, drei Ellen hoch, und andere.[22] Wenn auch die Angabe der Höhen offenbar nur eine beiläufige ist, gibt sie doch annähernde Kenntniss von einer höchst bedeutsamen Thatsache. Diese ist niemals geläugnet worden; im Gegentheile hebt selbst Lyell hervor, dass er bei Stockholm uralte Eichen nur acht Fuss über dem Meere gesehen habe.[23] Högbom hat Messungen dieser Art in Westerbotten, also an den Küsten der stärksten Bewegung unternommen. Dort begleitet an geschützten Stellen den Meeresspiegel zuerst ein nackter Streifen, welcher dem Ausmasse der jährlichen Schwankung des Wassers entspricht; über diesem folgt ein schmaler Saum von Erlengebüsch, dann Tannenwald. Drei Fuss über dem Erlensaume stehen bei Kallwiken Tannen von 55 bis 60 Jahren. Vorausgesetzt, dass die jährlichen Schwankungen dieselben geblieben sind, kann die negative Bewegung in den letzten 50 Jahren nicht mehr als 3 Fuss = 89 Cm. betragen haben.[24] Die Ablesungen an den Marken liegen innerhalb dieser Ziffer.

Kehren wir nun zu den älteren Beobachtungen zurück und nehmen wir etwa die Jahre 1730 bis 1740 als das mittlere Datum der wichtigsten Beobachtungen von Celsius, Linné und Browal-

lius an. Damals schätzte Celsius die negative Bewegung auf 4·5 Fuss im Jahrhundert oder 1·33 Cm. im Jahre. Die Ablesungen am Steine von Ratan (64°) gaben für 1749 bis 1774 1·14 Cm. und an jenem von Storebben (65° 15′) für 1750 bis 1785 1·43 Cm. im Jahre. An der finnischen Westküste ist sie für beiläufig dieselbe Zeit angeblich 1·2 Cm. Die Uebereinstimmung mit der Schätzung des Celsius ist also nicht gering. Aber es lässt sich eine längere vorangehende Dauer dieser Bewegung durchaus nicht mit den Angaben des Browallius über den Standort der alten Bäume in Einklang bringen. Schon im Jahre 1700 hatte aber Davidson im Norden eine Marke errichtet; im Jahre 1702 hatte Hjärne Bemerkungen über die Senkung des Wasserspiegels veröffentlicht, und nach den damaligen Berichten muss sie recht auffallend gewesen sein, während in den letzten Jahrzehnten unseres Jahrhunderts eine Minderung der ganzen Erscheinung sich bemerkbar macht.

Demnach scheint es, als sei die negative Bewegung am Ende des 17. oder am Anfange des 18. Jahrhunderts besonders lebhaft gewesen und nehme gegenwärtig ab.

Beachtenswerth sind auch die Bedenken, welche Grewingk zwar nicht gegen die negative Bewegung im Allgemeinen, aber gegen die Stetigkeit derselben auf Grund der Erforschung alter Culturreste äussert. Wir haben soeben die negativen Spuren bei Schloss Tolsburg an der Südseite des finnischen Busens erwähnt. Aber nicht weit oberhalb Tolsburg liegt 130 Fuss über dem Meere bei Kunda weisser, kalkreicher Mergel, der Absatz eines Süsswassersees, in welchem zahlreiche Reste eines Fischerei und Jagd treibenden Volksstammes vorkommen, zugleich mit Resten von riesigen Hechten. Das Alter dieser Niederlassung wird auf etwa 2000 Jahre geschätzt, aber mindert man das heute an finnischen Küsten gefundene Maass der negativen Bewegung selbst auf die Hälfte herab, so würde doch vor 2000 Jahren der See von Kunda überfluthet gewesen sein. Aus dem Salis-Flusse, welcher aus dem Bustneck-See in den Riga'schen Busen fliesst, zieht sich der Rinne-Hügel hin, eine lange Anhäufung von Küchenresten, und gibt Zeugniss gegen jede beträchtlichere, in den Jahrhunderten summirte Veränderung der Strandlinie. Aus dem Vorkommen der Auster in den Küchenresten hat im Gegentheile Baer geschlossen,

dass das Meer an den Thoren der Ostsee, insbesondere auf Seeland und Fünen, einstens salziger gewesen sei als heute. Die Schlösser Werder (erbaut 1284) und Arensberg (erbaut 1221) geben nach Grewingk den Eindruck einer seit Jahrhunderten nicht wesentlich veränderten Lage der Dinge.[25]

Die Ergebnisse sind daher folgende:

Die Ostsee mit dem bottnischen, finnischen und Riga'schen Busen nimmt sehr grosse Mengen von süssem Wasser in zahlreichen Flüssen auf, steht nur in unvollkommener Verbindung mit dem Ocean und besitzt daher nur einen geringen Salzgehalt. In den entferntesten Theilen kann das Wasser sogar trinkbar werden. Mächtige Strömungen bewegen sich von den inneren Busen gegen die Ostsee. In den Belten bestehen salzige Unterströmungen und minder salzige obere Ausströmungen; durch den Oere-Sund kommt salzreiches Wasser nur ausnahmsweise in die Ostsee. Ein starker Strom von Ostseewasser geht vom Oere-Sund längs der skandinavischen Küsten gegen Cap Lindesnäs und zum Ocean.

Die deutschen Küsten zeigen mit Ausnahme von Memel den Wasserspiegel in gleicher Höhe mit jenem des Oceans; für den Norden liegen neue Nivellements nicht vor; die älteren behaupten eine beträchtlich höhere Lage des Wasserspiegels im finnischen und eine noch höhere im bottnischen Busen.

Negative Bewegung ist heute vom bottnischen Wiek und vom finnischen Busen an entlang der ganzen schwedischen Küste bis in den Skager Rack nachweisbar; vielleicht setzt sie sich längs der norwegischen Küste bis Cap Lindesnäs und Stavanger fort. Sie folgt dem ausfliessenden Strome des minder salzreichen Wassers der Ostsee. An der jütischen und deutschen Küste ist sie nicht vorhanden. An den Verengungen im Sund scheint sie weit geringer zu sein.

Die Monatsmittel zeigen an der finnischen Küste und an der schwedischen Ostküste eine jährlich wiederkehrende Oscillation. Das Ansteigen der Curve ist veranlasst durch das Steigen der Flüsse bei Eisgang und Schneeschmelze und durch den Niederschlag. Dieselbe Curve geben die Monatsmittel der Westküste, doch mit etwas verspäteter und rascher vorübergehender Anschwellung. Dort sind drei Wasserschichten an der Küste vorhan-

den, nämlich die bis zu zwei Faden mächtige obere Schichte von Flusswasser aus der Nachbarschaft, unter dieser der ausfliessende Ostseestrom, und unter diesem das schwerere Unterwasser des Kattegat.

Die Curven der Jahresmittel für 1852 bis 1875 ergeben nach Forssman eine ausserordentliche Uebereinstimmung in den Schwankungen an der Ost- und Westküste, so dass hohe Jahresmittel an der Ostküste jedesmal auch einem hohen Wasserstande an der Westküste entsprechen u. s. w. Doch sind die Curven der Westküste flacher. Am Fjällbacka tritt irgend eine örtliche Beeinflussung zu Tage.

Nach alten Bäumen zu urtheilen, dürfte die negative Bewegung gegen das Ende des 17. Jahrhunderts in merkbarer Weise vorhanden gewesen sein; im 18. Jahrhundert hat sie fortgedauert; jetzt ist sie in Abnahme. Die Phase kann aber kaum sehr lange vor dem Ende des 17. Jahrhunderts begonnen haben.

Hieraus ergibt sich nach meiner Meinung, dass Nordenankar, Chambers und Stjerncreutz dieses Phänomen richtig beurtheilt haben. Es handelt sich um eine Frage der Klimatologie und der Hydrostatik, nicht der tektonischen Geologie. Es ist Entleerung, nicht Hebung. Wenn man schon eine so ausgedehnte Erhebung der Lithosphäre zugeben wollte, bliebe es doch ganz unbegreiflich, warum sie sich nur auf das Gebiet der schwedischen Küste und des ausfliessenden Ostseestromes beschränken und an den Küsten des lebhafteren Austausches der Wässer, nämlich an den dänischen und deutschen Küsten gar nicht bemerkbar sein sollte. Die nach den Jahreszeiten wechselnden Monatsmittel zeigen auf unwiderlegliche Weise, dass der Wasserspiegel durch die Zuflüsse vom Lande her beeinflusst wird, und die Jahresmittel verrathen an der schwedischen Ost- und Westküste eine Gleichartigkeit bei fortwährendem Wechsel von positiven und negativen Bewegungen, welche ganz unvereinbar ist mit Bewegungen der Lithosphäre.

Nordenankar liess die Frage offen, ob die Abnahme der Wassermenge erfolge wegen geringeren Zuflusses oder wegen einer eingetretenen Erweiterung der Thore. Wäre das Letztere der Fall, so müsste ausserhalb des Oere-Sundes die Mächtigkeit des abfliessenden Stromes gestiegen sein; diese fällt aber, folglich

handelt es sich um die Abnahme der Speisung. Die heutige Verminderung der negativen Bewegung sollte in einer allmäligen Vermehrung des Niederschlages Ausdruck finden. Leider besitzen wir keine zuverlässigen Angaben über säculare Aenderungen im Niederschlage in diesem Gebiete. Rubenson findet, dass die älteren Ziffern aus benachbarten Orten sich widersprechen und daher unverwendbar sind. Blytt hat aus vielen Umständen und gewiss mit vollem Rechte geschlossen, dass Skandinavien grossen klimatischen Aenderungen unterworfen gewesen sei, aber es ist nicht mit Gewissheit zu sagen, von welcher Art die heutige Phase sei. Die von Heim gesammelten Angaben über skandinavische Gletscher geben kaum ein bestimmtes Ergebniss. Svenonius hat in Lappland an vielen Orten die Spuren einer erstorbenen Nadelholzbewaldung sogar oberhalb der Birkenregion gefunden, bisweilen mehrere Meilen jenseits der heutigen Nadelholzbestände. Es gibt Stellen, welche die Lappen ‚Tsuoptsa' nennen, an welchen Jahr für Jahr ein grösserer Schneefleck zurückbleibt und zu welchem während der Sommerwärme die Renthiere getrieben werden. Nach Angabe der Lappen nehmen die Tsuoptsa seit Menschengedenken an Ausdehnung zu und ihre Zahl vermehrt sich. Es scheint aber, als würden gewisse klimatische Phasen den ganzen Erdball umfassen.[26]

Die monatlichen Schwankungen sind im bottnischen Wiek schon darum am stärksten, weil süsser Zufluss aus Ost und West erfolgt und die Gelegenheit zur Ausgleichung eine geringere ist. Die negative Bewegung, welche als Endergebniss aus der Gesammtheit der seit einem Jahrhundert geführten Beobachtungen hervortritt, ist darum im Norden am stärksten, weil unter den geschilderten Verhältnissen das Gesammtgefälle des Ostseegebietes sich ändert und dies an jenen Theilen zum stärksten Ausdrucke gelangen muss, welche von den Abflussthoren am weitesten entfernt liegen. Man hat in früherer Zeit gemeint, dass die Erhebung des Landes noch weiter gegen Norden zunehme und am Nordcap am stärksten sei, aber es ist mir weder vom Nordcap noch von irgend einer Stelle der norwegischen Nord- und Westküste irgend ein zuverlässiger Beweis einer heute andauernden negativen Bewegung der Strandlinie bekannt.

Der letztere Umstand wurde in der bereits erwähnten ausgezeichneten Schrift betont, in welcher im J. 1850 Erdmann und Lovén die Veranstaltung der neuen Messungen begründeten.[27] Sie waren der Ansicht, dass die Ostsee allerdings als ein Binnensee aufzufassen sei, dessen Ueberfluss an süssem Wasser bei seinem Abflusse gestaut wurde durch Land und Inseln, und dessen Spiegel wahrscheinlich nicht mit jenem des Oceans übereinstimme, und sie erörtern die Frage der Abnahme der Zuflüsse und des Gefälles, doch mit der Bemerkung, dass kaum die weite Fläche der Ostsee bis zu jenem Maasse konnte durch dieselben beeinflusst werden, welche die Marken angeben. Immerhin sei es unmöglich, das Ausmass der Erhebung des Landes festzustellen, bevor das Ausmass der möglicher Weise vorhandenen Senkung des Wasserspiegels bekannt sei. Die aus den älteren Marken sich ergebenden Ungleichheiten der Bewegung seien auf Bewegungen der Erde selbst zu beziehen und seien vielleicht in ursächlicher Verbindung mit den streckenweise auftretenden Erderschütterungen.

In derselben Richtung, doch weit bestimmter lauten die Ergebnisse des Dr. Holmström, welchem ich so viele freundliche Belehrung verdanke. Die Bewegungen an der schwedischen Westküste wie an der finnischen Küste seien so gleichförmig, dass sie kaum durch eine säculare Bewegung der Lithosphäre zu erklären seien. Doch seien einzelne Thatsachen an der schwedischen Westküste bekannt (Fjällbacka), welche es wahrscheinlich machen, dass örtliche Dislocationen des Erdkörpers z. B. in der Gestalt von Verwerfungen nicht fehlen.[28]

Mag nun an dieser Stelle eine solche örtlich umgrenzte Dislocation nachweisbar sein oder nicht, so bleibt sie doch völlig verschieden von jener gleichförmigen Erhöhung des Festlandes bis über das Nordcap hinaus, welche L. v. Buch vermuthete, oder von jener schaukelförmigen Bewegung der gesammten Halbinsel, welche Lyell zu erkennen glaubte.

Für die allgemeine, säculare Erhebung der skandinavischen Halbinsel, welche der Ausgangspunkt der Elevationstheorie gewesen ist, fehlt jeder sichere Nachweis. Die aus den neueren täglichen Beobachtungen mit gar geringer Ausnahme immer deutlicher hervortretende Gleichförmig-

keit der Oscillationen und die sichtliche Abhängigkeit der grössten Störungen des Wasserstandes von ausserordentlichen Schwankungen in der Menge des Niederschlages zeigen vielmehr, dass die beobachteten Thatsachen durch eine Verminderung der Zuflüsse dieser abgesonderten Meeresbecken zu erklären sind.[29]

5. Versenkte Moore und Wälder der Nordsee. Der Meeresarm, welcher Frankreich von England trennt, ist im Westen weit und verengt sich gegen Osten. Zugleich nimmt seine Tiefe gegen Osten ab und in der Nähe der engsten Stelle befindet sich ein unterseeischer Rücken. Die Fluthwelle tritt von Westen her mit Macht in den Meeresarm ein und strömt über diesen Rücken in die Nordsee.

Diese Sachlage hat zu der Ansicht geführt, dass der Meeresarm selbst ursprünglich eine gegen Westen geöffnete Bucht gewesen sei, und dass die Fluth im Vereine mit Stürmen einen Landrücken zerstört habe, welcher vor Zeiten England mit dem Festlande verband. Schon im J. 1717 schrieb Musgrave: ‚*Concludimus . . . Britanniam non jam inde ab initio fuisse Insulam, sed ex Paene-Insula factam: idque ut videtur, a Vento e saevioribus aliquo, cum Maris aestu concurrente et Isthmum perrumpente.*‘ Buache theilte diese Meinung und Desmarets hat sie im J. 1751 in einer vortrefflichen Schrift vertreten.[30]

Es hat uns aber bereits die Ostsee ein Beispiel davon gegeben, wie schwierig es ist, sich mit Bestimmtheit über so fernliegende Ereignisse auszusprechen, und wie ein näheres Eingehen in die thatsächlichen Verhältnisse eine weitaus grössere Mannigfaltigkeit der Vorgänge erkennen lässt, als ursprünglich vermuthet war. Um zu sehen, dass auch hier vielfältiger Wechsel der Dinge eintrat, ist es nur nöthig, die Klippen von Sangatte bei Calais zu betrachten. Den höchsten Theil bildet durch 3—7 M. ein Gemenge von ganzen und gebrochenen Feuersteinen in braunem Sand; hier fand man keine organischen Reste. Die zweite Schichte, 15—20 M. stark, besteht aus umgewaschener Kreide mit unregelmässigen Einschaltungen von Sand; hier liegen *Elephas primigenius, Succinea oblonga, Pupa, Helix* etc. Es ist also hier eine Landbildung, etwa mit der Fauna des Löss, in offenem Abbruche gegen das Meer vorhanden, welche allerdings auf eine Landverbindung mit

England deutet. Unter dieser Schichte erscheint aber nach Robbe und Barrois grober Meeressand mit *Purpura lapillus, Littorina littorea, Tellina baltica* und anderen, die heutige Littoralfauna der Nordsee bezeichnenden Arten. Hieraus sollte man schliessen, dass an dieser Stelle vor der Landverbindung bereits Meer war, und man sieht zugleich, dass die heutige Meeresfauna älter ist als das Mammuth.[31]

Es gibt keine bestimmte Ueberlieferung aus dem Alterthume, welche von der Abtrennung Britanniens Kunde geben würde, denn Vergil's öfters genannte Worte ‚*Penitus toto divisos orbe Britannos*' können nicht als eine solche anerkannt werden. Man weiss auch, dass um das Jahr 330 v. Chr. Pytheas von Massilien durch den Canal gesegelt ist. Dagegen hat zuerst Nilsson in den grösseren Einbrüchen und Zerstörungen der Ufer in der Nordsee die Spuren der von mehreren Autoren des Alterthums erwähnten cimbrischen Fluth zu erkennen gemeint, durch welche etwa um 360 bis 350 v. Chr. die Cimbern genöthigt worden sein sollten, neue Wohnsitze zu suchen, wie Florus schreibt: ‚*quum terras eorum Oceanus inundasset*'.[32] Viele neue Beobachter sind Nilsson in dieser Annahme gefolgt. Es liegen aber aus England, Holland und dem westlichen Dänemark zahlreiche Aufzeichnungen über gewaltige Einbrüche und Ueberfluthungen vor, welche seit jener Zeit eingetreten sind und zum Theile bleibende Spuren hinterlassen haben. Sie haben zuweilen die Merkmale wahrer Sintfluthen angenommen, so die Fluth von 1277, durch welche der Dollaert an der Emsmündung gebildet wurde und durch welche 43 Pfarreien zu Grunde gegangen und in Friesland 80.000 Menschen umgekommen sein sollen, so der ‚grosse Mandrankel' (Menschentränkung) vom 8. September 1362, welcher 30 Pfarreien verschlang und von den Inseln Sylt und Föhr grosse Theile abriss. Die grosse Weihnachtsfluth von 1717 ertränkte nach den Angaben von Arends und Eilker 10.828 Menschen und 90.000 Stück Vieh. Man wird bei diesen Ziffern an ostindische Verhältnisse gemahnt.[33]

In Betreff des Zuydersees ergibt sich nach Bakhuyzen und Pleyte das Folgende: Der Flevus der römischen Schriftsteller ging bei Wageningen unterhalb Arnheim vom Rhein ab, erreichte durch das Bett der Eem den Lacus flevus, welcher folglich einen

Theil des späteren Zuydersees bildete, und ergoss sich zwischen Vlieland und Terschelling in das Meer. Die Ausweitung des Lacus flevus ist stückweise und zum Theile sicher erst nach dem Jahre 1400 erfolgt. Die Reste römischer Bauten liegen etwa 10 Minuten weit ausserhalb der Dünen in der Nähe der Scheldemündung auf Walcheren, der Maasmündung auf Gödereede, des Altrhein bei Katwijk, an den Ufern des Flevus (Fli) und an anderen Stellen. Sie werden zuweilen bei sehr niederen Wasserständen sichtbar, und sie zeigen, dass die Dünen landeinwärts gewandert sind.[34]

Es ist sichergestellt, dass das Meer und der Wind langsam im Laufe der Jahre Eindeichungen oder Nehrungen aufbauen, und dass dann von Zeit zu Zeit das Meer verheerend einbricht, grosse Strecken neugebildeten Landes zurückfordernd. Neben diesen Erfahrungen ist aber die Meinung emporgewachsen, dass auch Oscillationen des festen Landes eingetreten seien, und ausser den Muschelbänken, welche negative Bewegungen in vorhistorischer Zeit anzeigen, hat man sich insbesondere darauf berufen, dass unter dem Spiegel des Meeres an vielen Theilen der genannten Küsten versunkene Wälder und Torfmoore vorkommen, ja sogar zuweilen ein wiederholter Wechsel von Torf und Meeressand. So hat im Jahre 1849 Rob. Austen zur Bekräftigung der Ansicht, dass der Canal einer Depression der Erdrinde seine Entstehung verdanke, eine Karte entworfen, welche die zahlreichen Punkte verzeichnete, an denen damals schon Wälder und Torflager unter dem Meere bekannt waren.[35] Im Jahre 1872 sprach Delesse die Vermuthung aus, dass die scheinbare Senkung der niederländischen Küsten eine Folge des Druckes sei, welcher von den sich allmälig vermehrenden Alluvien auf die tertiären Thone ausgeübt wird, die ihre Unterlage bilden.[36] Aber diese Meinung entspricht, wie sich bald zeigen wird, nur wenig den thatsächlichen Verhältnissen; heute noch werden diese Vorkommnisse häufig als Beweise für die Senkung der Lithosphäre angesehen. Sie erheischen daher eine Prüfung.

Zuerst ist zu bemerken, dass diese Waldungen und Torfmoore weit jünger sind als die oben erwähnten Schichten von Sangatte. Sie enthalten Reste der neolithischen Epoche, zahlreiche Bronzereste und da und dort auch römische Spuren. Worsaee, welcher

so viel zur Erforschung dieser Reste gethan, hat aufmerksam gemacht, wie oft in den Torfmooren schöne Bronzegefässe oder Geräthe angetroffen werden, welche absichtlich zerbrochen worden, oder Schwerter, welche im Feuer absichtlich verbogen sind, als seien es Weihegeschenke, welche zu anderem Gebrauche untauglich gemacht waren. Von den versenkten Wäldern hat Nathorst gezeigt, dass sie an den Ufern der Ostsee wie im westlichen Holstein und den Niederlanden wohl Birke, Fichte, Eiche und Hasel geliefert haben, aber niemals die Buche, welche bekanntlich in Dänemark und Skandinavien als der zuletzt angesiedelte Baum angesehen wird.[37]

Von der Normandie erstrecken sich solche Vorkommnisse längs der europäischen Nordküste nach Dänemark, und sie erscheinen auch an mehreren Stellen in dem südlichen Theile der Ostsee; ebenso sind sie an sehr vielen Theilen der englischen und irischen Küsten sichtbar. Häufig setzen sich die versenkten Moore aufsteigend landeinwärts fort und erheben sich über das Meer. Die Tiefe, bis zu welcher sie unterhalb des Meeres bekannt sind, ist in der Regel eine geringe und beträgt nur selten 8—9 M.

Um sie zu verstehen, haben wir zunächst die heutigen, nicht versenkten Moore zu betrachten.

Die Entstehung der Lagunenmoore an der Schleswig-Holsteinschen Westküste wurde von Maack beschrieben. Zuerst siedeln sich Wasserpflanzen an, wie *Potamogeton, Nymphaea* und besonders *Stratiotes aloides.* Die Wasserfläche wird dicht von ihren Blättern bedeckt, welche Decke jedoch im Herbste verschwindet. Endlich setzt sich auf ihr allmälig eine den Winter überdauernde Decke von Moosen fest, welche dicker wird und sich dann mit Beeren *(Vaccinium oxycoccus)* bedeckt. Dann folgt auf dem schwimmenden Torf die Erle. So schwebt die Moosdecke auf dem Moorwasser. Ein solches unreifes Moor besteht nun aus einer unteren Torfschicht, aus Moorwasser und einer darüber wachsenden Moosdecke. Erst wenn sich die Moosdecke und die Unterlage berühren, ist das Moor reif.[38]

In ähnlicher Weise beschreibt sie Forchhammer und nennt diese unreifen oder schwebenden Moore, welche kaum einen Menschen zu tragen vermögen, Hängesäcke oder Schaukeln.[39] Man

meint eine Wiederholung jener Schilderung zu lesen, welche vor langen Jahren der unbekannte Verfasser des Panegyricus auf Constantius Cäsar schrieb: ‚*Quamquam illa regio divinis expeditionibus tuis, Caesar, vindicata atque purgata, quam obliquis meatibus Vahalis interfluit quamque divortio sui Rhenus amplectitur, paene, ut cum verbi periculo loquar, terra non est: ita penitus aquis imbuta permaduit ut non solum qua manifeste palustris est cedat ad nisum et hauriat pressa vestigium, sed etiam ubi paulo videtur firmior pedum pulsu temptata quatiatur et sentire se procul mota pondus testetur . . .*‘[40]

Solche Landstriche trafen die Römer am Unterrhein. Von welchem Einflusse der Einbruch des Meeres in solches Land sein mag, lässt sich leicht ermessen. Aber auch reife Moore enthalten viel Wasser, und es ist eine bekannte Thatsache, dass sie durch das künstliche Abziehen des Wassers beträchtlich gesenkt werden. Skertchly hat hierüber aus den Mooren der Fenlands im östlichen England lehrreiche Ziffern mitgetheilt. *Hypnum* bildet dort die Torflager; *Sphagnum* fehlt ganz; es sind mehrere Waldbestände übereinander nachweisbar, und einzelne Baumstämme im Torf haben ein Alter von mehr als einem Jahrhundert erreicht. Durch Drainirung erleiden diese Lager so beträchtliche Senkung, dass z. B. ein Theil von Whittlesey Mere, welches 5·5 M. mächtig war, von 1848 bis 1875 um 2·36 M. gesenkt wurde, also nicht viel weniger als die Hälfte seiner Mächtigkeit verloren hat.[41]

Diese Neigung, sich bei Entwässerung zu senken, ist aber nicht nur den Torflagern eigen, sondern erstreckt sich auch auf lockere Sedimente, welche, mit Wasser erfüllt, hinter den Nehrungen liegen, und die Entwässerung solcher Landstrecken bringt daher zuweilen ganz eigenthümliche Verlegenheiten. Bei der holländischen Polderwirthschaft werden Landstücke abgedeicht und durch Gräben drainirt. Das Lagunenwasser fliesst aber bis zum Niveau der Ebbe ab; wo einigermassen beträchtliche Verschiedenheit der Gezeiten vorhanden ist, sinkt nun das Land leicht bis unter das Niveau der Fluth, und es bedarf eines sorgfältigen Betriebes der Schleussen, um dies zu verhindern. So haben die im J. 1814 in den Fens begonnenen Entwässerungsarbeiten das Land so tief gelegt, dass es endlich ganz überfluthet blieb und nicht einmal einen heftigeren Regen zum

Abfluss brachte, und dass 1867 Pumpen aufgestellt werden mussten. Ebenso berichtet Graf Coronini, dass für die Trockenlegung der versumpften Lagunen von Aquileja im J. 1765 vier grosse Polder mit Schleussen angelegt wurden. Es wurden 4410 Joch der Cultur gewonnen, und die Gesundheitszustände von Aquileja besserten sich. Nicht mehr als 20 Jahre hielt dieser günstige Zustand an. Alle diese Flächen haben sich wieder in Sumpfland verwandelt, und sie liegen heute durchschnittlich 0·79 M. unter der gewöhnlichen Springfluth und nur 0·16 M. über der Ebbe zur Zeit der Wippfluth.[42]

Es gibt aber noch eine andere Art, auf welche Torfmoore gesenkt werden, und zwar zu weit beträchtlicheren Tiefen; es geschieht dies durch das Weichen ihrer Grundlage.

Werfen wir einen Blick auf Seelheim's Darstellung der Sachlage in den Niederlanden. Die Torfschicht bildet an den Mündungen der Schelde eine einzige, 0·75 bis 2 M. mächtige Lage und besteht aus Sumpfpflanzen. Sie ist auf ganz Walcheren vorhanden, auf Süd-Beveland und Tholen und sie tritt auf das flandrische Ufer über. Sie findet sich an den flachen Küsten der Niederlande an vielen Orten, doch vorzugsweise an heutigen oder vormaligen Flussmündungen. Sie liegt in Zeeland auf den Inseln scheinbar horizontal, aber genauere Untersuchung ergab, dass sie flach gewölbt sei und an den Ufern 0·5 bis 1·5 M. tiefer liege als in der Mitte der Inseln. Ihre Oberfläche befindet sich dort 1 bis 1·5 M. unter Flachwasser, nur an einzelnen Stellen erreicht sie 0·3—0·4 M. über Ebbe. Senkung, sagt Seelheim, ist allerdings eingetreten, aber durch das Einsacken und Auseinanderfliessen des unterliegenden Sandes. Deshalb ist die Torfschicht auf den Inseln flach gewölbt und dabei von Spalten durchzogen, welche mit Gängen von sandigem Thon gefüllt sind, ‚als hätte sie gleich einem Mantel die Sandmassen zusammenhalten müssen‘.[43]

Die Faltungen in den Torflagen der Fens, welche Skertchly abbildet, sind wohl auf dieselbe Art zu erklären.

Sowohl vor der frischen Nehrung, als auch vor dem Strande in Pommern sind Baumstämme in natürlicher Stellung eingewurzelt, bis 6 Fuss unter dem Meeresspiegel. Im Herbste 1828 wurde nach Hagen's Bericht das Ufer in der Nähe der früheren Verbindung

des frischen Haffes mit dem Meere stark angegriffen, und man sah an Stellen, von welchen der Dünensand abgespült war, zahlreiche Wurzeln und aufrechtstehende Stümpfe der Weissbuche in der Höhe des Mittelwassers. Hagen vermuthet, dass die Moore in der Nähe des Meeres vor Zeiten etwas höher gestanden und mit der Weissbuche besetzt gewesen seien; das Gewicht der landeinwärts schreitenden Düne habe den Moorboden hinabgedrückt.[44]

Sogar von der kleinen Insel Gotska Sandö, N. von Gotland, haben Eisen und Stuxberg einen solchen vom Sande überwältigten Wald abgebildet.[45]

Wir sehen also hier drei verschiedene Arten der Senkung, welche durch die Beschaffenheit der Moore zu erklären sind. Die Entwässerung mag in der Natur selten vorkommen, jedenfalls nur innerhalb der Nehrungen, doch sind einzelne Fälle bekannt, in welchen ein schwebender Marsch sein Moorwasser langsam durch benachbarten Sand gedrückt und sich selbst entwässert und gesenkt hat.[46] Das Einsacken der Inseln zeigt sich innerhalb der jüngern Einbrüche des Meeres. Die durch die Wanderung der Düne hinabgedrückten Wälder und Moore liegen ausserhalb der Düne. Nun ist es allerdings richtig, dass in England an vielen Stellen auf dem Torf der *Scrobicularia*-Thon angetroffen wird, ausgezeichnet durch die im Brackwasser gedeihende *Scrobicularia piperata,* oder Sand mit *Tellina baltica,* ja dass solche Schichten sogar wiederholt mit Torfschichten wechseln.[47] Es ist ferner richtig, dass solche Wechsellagerungen auch in Frankreich bekannt sind, und dass im holsteinischen Wattenmeere die Moore, ja selbst schwebende Moore, von einer oft ansehnlichen Lage von Schlick bedeckt sind. Die hervorragendsten niederländischen Geologen, unter deren Augen die grossen Ergebnisse der neueren Einbrüche des Meeres liegen, haben aber dennoch aus der Lage ihrer Torfmoore nicht auf Oscillationen der Erdrinde geschlossen, sondern diese Erscheinungen lediglich als Erscheinungen der Oberfläche erkannt. An anderen Orten hat es nicht an Beobachtern gefehlt, welche jede solche Wechsellagerung als den Nachweis von so und so viel Hebungen, dann Senkungen, abermaligen Hebungen u. s. w. des gesammten Felsgerüstes des Planeten um so und so viel Centimeter betrachteten, und es ist insbesondere eine grosse und allgemeine Senkung der

Uferländer der Nordsee während oder vor der Bronzezeit aus den überflutheten Mooren gefolgert worden.

Folgende Thatsachen sind aber zu berücksichtigen:

a. Es gibt viele Punkte an den Ufern der Nordsee, an welchen die unveränderte Höhe der Strandlinie sich für kürzere oder längere Zeiträume unmittelbar erweisen lässt.

An den grossen Schleussen zu Amsterdam wird seit zwei Jahrhunderten das Meeresniveau fortlaufend beobachtet, und es hat sich nach Bakhuyzen die Unveränderlichkeit desselben für diesen Zeitraum bis auf die Genauigkeit von 8 Mm. ergeben.[48] Die Lage römischer Bauwerke ausserhalb der Dünen macht jede Oscillation der Strandlinie seit zwei Jahrtausenden von der Schelde bis Vlieland höchst unwahrscheinlich,[49] obwohl in der einstigen Meeresbucht an der unteren Aa zwischen Dünkirchen und Calais im Torf unter Meeressand Münzen gefunden wurden, welche bis 270 n. Chr. reichen.[50] J. Girard glaubt nicht, dass an dieser Stelle eine Oscillation des Festlandes anzunehmen ist, sondern meint, dass auch hier die Wechsellagerung ohne eine solche ihre Erklärung findet.[51]

Die näheren Untersuchungen Ormerod's bei Teignmouth, Devon, zeigen, dass dort seit sehr langer Zeit keine Veränderung der Strandlinie eingetreten ist. Boyd Dawkins fügt hinzu, dass die heutige Lage der römischen Häfen ebenso bestimmt auf die unveränderte Lage des Strandes der englischen Südküste hindeutet.[52]

Forchhammer erwähnt auf der Insel Romö eine Umwallung, umgeben von einem Graben und durch eine flache Marschwiese vom Meere getrennt. Die Lage ist eine solche, dass seit der Erbauung dieser Schanzen, wahrscheinlich seit der Zeit der Vikinger, keinerlei Veränderung der Strandlinie anzunehmen ist. Nichtsdestoweniger liegt zwischen Romö und dem Festlande ein Torfmoor etwa 10 Fuss unter dem Meere.[53]

b. Wenn das Land langsam und gleichförmig gesunken wäre, etwa so, wie man sich vorzustellen pflegt, dass heute Schweden allmälig sich erhebt, so hätte die vordringende Brandung den Torf zerstört und eingewurzelte Bäume würden nicht angetroffen werden. Diesen wichtigen Umstand hat Forchhammer hervorgehoben, und obwohl ein Vertreter der Ansicht, dass vor Zeiten eine Senkung der Nordseeländer eingetreten sei, meinte er doch aus dem

eben angeführten Grunde, dass wahrscheinlich der Vorgang ein plötzlicher gewesen, dass er jedenfalls längst abgeschlossen sei.

c. Dort, wo Wechsellagerung von Torf und Meeresschichten sich landeinwärts verfolgen lässt, sieht man die verschiedenen Torflagen zu einer einzigen mächtigeren Torflage sich vereinigen, was unmöglich der Fall sein könnte, wenn sie durch allgemeine continentale Oscillationen überfluthet worden wären. Der Marsch von Dol, Dep. Ille et Vilaine, N. von Rennes, ist von Durocher und Chèvremont als ein Beweis für solche Oscillationen ausführlich beschrieben worden. Nach Sirodot besteht der Untergrund aus wechselnden Lagen von Torf und von Meeressand; der Torf behält seewärts die gleiche Mächtigkeit der Lagen, während die Lagen der Meeresschichten seewärts an Mächtigkeit zunehmen und landeinwärts sich völlig auskeilen, so dass die Torflager sich vereinigen und am Rande eine einzige Torflage von 5 bis 7 M. ringsum im gleichen Niveau angetroffen wird. Daher ist Sirodot der Meinung, dass continentale Oscillationen die Sachlage nicht erklären, sondern dass die einzelnen Lagen von Meeressand nur ebensovielen vorübergehenden Oeffnungen einer Nehrung entsprechen, welche einstens die normannischen Inseln mit dem Festlande verband.[54]

6. Haffstöcke und Moore der Ostseeküsten. Alle diese Erfahrungen sprechen dafür, dass seit sehr langer Zeit, wahrscheinlich seit der neolithischen Zeit, an diesen Küsten keine irgendwie allgemeine, etwa durch Oscillation des Festlandes herbeigeführte Verschiebung der Strandlinie eingetreten sei, sondern dass die Ueberfluthung der Moore und Wälder auf örtliche Einbrüche des Meeres bei Stürmen zurückzuführen sei. Eine continentale Bewegung könnte kaum die Bauten der Römer oder der Vikinger in der heutigen Lage gelassen haben; bei örtlichen Einbrüchen ist es begreiflich, dass zwischen denselben unveränderte Strecken liegen. Die Senkungen erfolgten rasch, sonst wären die Bäume entwurzelt; so wird es bei örtlichen Einbrüchen geschehen, aber nicht bei continentalen Schwankungen. Die mit Meeressand wechselnden Torflagen vereinigen sich, wenigstens wo sich die Sachlage feststellen liess, landwärts zu einer einzigen Torflage; so wird es geschehen, wenn das Meer zu wiederholten Malen über einen

Hängesack geworfen wird, aber bei allgemeinen Schwankungen des Festlandes kann das niemals eintreten.

Nun greifen aber diese vermeintlichen Anzeichen continentaler Senkung in das Gebiet der vermeintlichen skandinavischen Hebung ein, und wir haben sie daher gegen Ost zu verfolgen.

Nilsson und Lyell hatten, von irrigen Voraussetzungen ausgehend, gemeint, dass Schweden sich in einer schaukelförmigen Bewegung um eine neutrale Axe befinde, welche in der Nähe von Södertelje liegen sollte.[55] Forchhammer war der Ansicht, dass das grosse skandinavische Hebungsphänomen abgegrenzt sei durch eine Linie, gezogen von der Mitte des Nissumfjord bis $^1/_2$ Meile S. von Nyborg und von dort weiter gegen Südost. Diese Linie sei aber nicht als die Axe einer schaukelnden Bewegung anzusehen, denn gegen S. und W. sei die Fortdauer einer allgemeinen Senkung nicht bemerkbar, während die Hebung andauere. Im Gegentheile sehe man dort, wo die beiden Erscheinungen zusammenzutreffen scheinen, wie im südlichen Schweden, dass die Senkung des Bodens älter sei als die Hebung.

Indem wir aber wieder in die Ostsee eintreten, mag erinnert sein, dass auch diese von Zeit zu Zeit von schweren Stürmen heimgesucht wird, welche ihre Spuren an den Küsten zurücklassen. Der bereits erwähnte Sturm vom 12. bis 14. November 1872 ist, nach den Marken an dem blauen Thurme zu Lübeck zu urtheilen, der heftigste seit dem Jahre 1694 gewesen. Baensch und Colding haben monographische Schilderungen desselben gegeben, und nun ist es möglich, den Vorgang zu übersehen.[56]

Am 12. November war hoher Barometerdruck im nördlichsten Schweden, welcher in den nächsten Tagen allmälig nach N. Russland übertrat. Zugleich befand sich am 12. November Mitternachts ein Minimum des Druckes in Wien, am 13. in Eger, am 13. Mitternachts in Amsterdam. Das Maximum verschob sich also gegen SO. und das Minimum gegen NW. Die Bahnen der gegen das Minimum gerichteten Luftströme erlitten bei dieser Wanderung des Minimums eine Ablenkung und bewegten sich erst aus NO., dann aus O.; es entspricht aber diese Wendung so sehr der Gestalt der Ostsee, dass diese Luftströme im Stande waren, gewaltige Massen von Wasser vor sich her zu thürmen und aus den

nördlichsten Theilen des baltischen Meeres erst gegen S. und SW., endlich gegen W. zu den Thoren der Ostsee zu wälzen.

Um 2 Uhr Morgens am 13. erreicht der Sturm Colbergermünde, eine mächtige Woge vor sich her schiebend, deren Scheitel schon um 6 Uhr Früh in Fehmarn ist. Nun staut sich die grosse Wassermenge zwischen Fehmarn und Laaland. Nach rückwärts, zwischen Rügenwalde und Swinemünde, wird der Druck des Sturmes auf die Wasserfläche so gewaltig, dass diese concav wird; unter raschem Ansteigen tritt zugleich das Meer durch die Enge bei Fehmarn, erreicht um 3 Uhr 40 Min. Nachmittags bei Ellerbeck (Kiel) + 3·17 M. über Mittelwasser, wirft seine Wogen an der Schleymündung bis über die Spitze des 50 Fuss hohen Leuchtthurmes, steigt bei Aroesund am Eingange in den kleinen Belt um 5 Uhr 30 Min. auf + 3·50 M., während die Stärke des Windes schon lange ihr Maximum überschritten hat und die grosse Woge nur durch ihr Beharrungsvermögen vorwärts getrieben wird; endlich tritt durch den Belt die Entlastung ein.

Während dies sich an den deutschen Küsten vollzieht, ereignet sich Aehnliches am Sund, doch, wie es scheint, zu etwas früherer Stunde. Am 12. November 6 Uhr Nachmittags ist der Wasserspiegel im finnischen Golf — 0·6 M., zwischen Stockholm und Pillau 0 M., bei Bornholm bereits + 0·95 M. und bei Ystad + 1·27 M. Bei Falsterbo ist er beträchtlich niedriger, aber gestaut gegen den Sund, sowie gegen Nyord am Durchgange zum grossen Belt. Denn um diese Zeit herrscht noch Sturm aus NO., welcher das Wasser des Kattegat gegen die Thore der Ostsee trägt. Die Drehung desselben aus NO. gegen O. trägt mehr Wasser aus der Ostsee herbei, entlastet aber die Mündung des Oere-Sund, so dass in diesem am 13. November bereits zwischen Mittag und 2 Uhr Nachmittags der höchste Wasserstand vorübergeht.

Diese mächtige Bewegung der Ostsee hat ihre Spuren an den Ufern zurückgelassen. Thonige Ufer wurden angegriffen, der Steilrand landeinwärts gerückt und der Strand verbreitert; Dünen wurden überstiegen, das Rückland überfluthet, und als bei fallender See das übergetretene Wasser zurückfloss, wurden die Dünen durchschnitten. In dem westlichen Theile der deutschen Küsten ist die Dünenbildung gering; ein niedriger Strandwall oder Haff-

stock, aufgeworfen von der Brandung, pflegt das Ufer zu begleiten. Die Wirkung auf denselben war abhängig von dem Winkel, unter welchem er von der Woge getroffen wurde. Bald wurde er erhöht, bald auf meilenlange Strecken hin zerstört, und an den verschiedenen Stellen der deutschen Ufer des kleinen Belt, an welchen ein Haffstock sichtbar ist, wurde er mit grosser Regelmässigkeit um etwa 10 M. landeinwärts bewegt.[57]

In jedem Falle ergibt sich hieraus, dass in den Engen, in welchen Stauungen der See eintreten können, besondere Vorsicht bei Prüfung alter Strandlinien erforderlich ist, und dass gerade in solchen Strecken verlassene Haffstöcke zu erwarten sind, welche, ähnlich den Moränen, die Maximalwirkung einstiger Stürme bezeichnen.

Nun beruhen aber die Angaben von Senkung des Bodens und nachfolgender Erhebung hauptsächlich auf dem Vorkommen verlassener Haffstöcke auf Torfmooren.

Forchhammer führt die Spuren solcher verlassener Haffstöcke als Anzeichen einer Erhebung des Landes an vom Ausgange des Nissumfjord als der südlichsten Stelle an der dänischen Westküste, und von $^1/_2$ Meile S. von Nyborg als der südlichsten Stelle der Ostküste, von Fünen, dann von der ganzen Ostküste von Seeland und Theilen der Ostküste von Moën.

Die Küste von Schonen wurde von Nilsson, später von E. Erdmann und von Nathorst untersucht; hier ist an mehreren Stellen ein Haffstock auf einem zusammengedrückten Torfmoor vorhanden auf der Strecke von Helsingborg; der Torf enthält Feuersteingeräthe und setzt sich unter dem Haffstock landeinwärts fort. Nathorst beschreibt eine Strecke dieses Strandwalles N. von Malmö, welche, wohl auf flachem Strande, 3000 Fuss von der heutigen Brandung entfernt liegt.[58]

Der Oere-Sund ist daher zu beiden Seiten von verlassenen Haffstöcken begleitet.

Der Haffstock bei Trelleborg führt den Namen Gäravalle; dort liegt der Torf 2 Fuss, nach E. Erdmann stellenweise bis 6 Fuss über dem Meere. Der Wall wird bis 10 Fuss mächtig. Die Lage des Walles auf dem Torf scheint mir ein Beweis, dass er landeinwärts geschoben ist, und Erdmann's Zeichnungen stimmen gut mit dieser Annahme überein. Es mag die heutige negative

Bewegung des Strandes hier bemerkbar sein; die Spuren einer vorhergegangenen positiven Bewegung sind nicht vorhanden.

Die bemerkenswerthen Vorkommnisse im Hafen von Ystad hat Bruzelius beschrieben. Auf Moränenschutt liegt 11 Fuss unter dem Meere Torf und eingewurzelter Wald mit Resten der Bronzezeit, und der Wald erstreckt sich über den Hafen ins Meer hinaus. Auf demselben liegt junge Meeresbildung. An der Südwestspitze Schwedens soll $^3/_4$ Meilen ausserhalb Falsterbo-Ref nach Nilsson eine 10—12 Fuss starke Torflage mit ihrer Oberfläche 14 Fuss unter dem Meeresspiegel liegen. Südlich von Bornholm steht Fichtenwald bis 30 Fuss unter dem Meere. Von Gotland hat Lindström wechselnde Lagen von Torf und Meeressand beschrieben.[59]

So weit es sich um verlassene Haffstöcke auf Torflagen handelt, wie sie eben, insbesondere am Oere-Sund, erwähnt worden sind, dürften Stürme einen wesentlichen Antheil an ihrer heutigen Lage haben. Die versunkenen Wälder zeigen nach den Erfahrungen aus der Nordsee an, dass gewisse Theile der Ostsee vor Zeiten von der Natur eingedeicht gewesen sind. Ueber den Umfang dieser zum grössten Theile, wie es scheint, während der Bronzezeit zerstörten Eindeichungen wage ich kein Urtheil. Eine continentale Schwankung folgt aus ihnen nicht, und sie können nur als eine Fortsetzung der gleichen Vorkommnisse der Nordsee betrachtet werden.

Ueberblicken wir nun die in diesem Abschnitte angeführten Erfahrungen, so ergibt sich Folgendes.

Durch den Canal-la-Manche strömt die Fluthwelle in den südlichen Theil der Nordsee, und an dem N. Ufer des Festlandes wurde von Calais bis an das Horn von Skagen durch die vereinigte Wirkung des Meeres und des Windes in regelmässig geschwungenen Curven eine lange Linie von Nehrungen aufgerichtet. Einzelne Fixpunkte waren ihr gegeben durch älteres Schuttland von glacialem, skandinavischem Ursprung, wie z. B. auf der Insel Texel und an anderen Orten, geradeso wie nach Berendt's Angabe in der kurischen Nehrung nahe ihrem südlichen Ende und auch weiter gegen die Mitte bei Rossitten solche Fixpunkte gegeben waren.[60] Unter dem Schutze dieser Nehrungen wurde, soweit die Ebene nicht aus skandinavischem Schuttlande bestand, langsam und im

Laufe sehr langer Zeiten, ohne sichtbare Spur von Hebung oder Senkung, das weite Schwemmland der Niederlande aufgebaut. Staring und nach ihm Winkler haben gezeigt, dass in Gröningen, der Drenthe und Friesland bis an den Zuydersee hinaus solches skandinavisches Schuttland vorhanden ist, dass aber weiter in Ober-Yssel, Geldern und dem anderen Flachlande die Alluvien des Rheins, der Maas und gemengtes Schwemmland zu unterscheiden sind.[61]

Kleinere Nehrungen waren bis an die Normandie, bis in die südliche Ostsee und an vielen Theilen der englischen Küste vorhanden. Wo süsses Wasser hinter denselben sich sammelte, entstanden Torfmoore, häufig als Hängesäcke über Moorwasser schwebend.

Heftige Stürme haben von Zeit zu Zeit diese Bauten zerstört oder Wasser über die Düne auf das Moor geworfen. Die cimbrische Fluth ist vielleicht eine dieser Episoden und bis in die heutigen Tage dauern die Stürme. So sind die grossen Einbrüche in den Niederlanden geschehen und am Dollart, und so wurde auch die Nehrung zerrissen, welche einstens von Eiderstedt über Amerane, Sylt, Romö, nach Fanö und Blaavands Huk in Jütland sich erstreckte, das heutige holstein'sche Wattenmeer abschliessend. Jetzt trifft man an der Stelle der alten Lagunen nur Torfmoore, die versenkt wurden durch das Weichen ihrer Grundlage oder welche überfluthet wurden als Hängesäcke, und vor den Dünen liegen Moore, welche das Gewicht der wandernden Düne unter das Meer gedrückt hat.

Alle diese Vorkommnisse deuten aber nicht auf irgend welche Schwankungen des Felsgerüstes der Erde während der langen Zeit, welche ihre Bildung umfasste, sondern auf stetig anhaltende Ruhe desselben.

In dieses Meer ergiesst sich die Ostsee, ein Binnenmeer, welches sich fortwährend mit dem Ocean ins Gleichgewicht zu setzen bestrebt ist, dieses Gleichgewicht aber nicht erreicht, wie der geringe Salzgehalt und die ununterbrochenen Strömungen der inneren Theile verrathen. Seine monatlichen Mittelwässer schwanken nach den Jahreszeiten; die Niederschläge und das Thauwetter beeinflussen sie an der schwedischen und finnischen Küste. Auch die

Jahresmittel sind verschieden; sie geben für die letzten Jahrzehnte im Ganzen ein wenn auch vielfach unterbrochenes Sinken an, es sind aber viele Anzeichen dafür vorhanden, dass dieses Sinken nicht seit länger als zwei bis drei Jahrhunderten vor sich gehe, und die nächstliegende Erklärung liegt in der Voraussetzung einer Veränderung des Klimas.

Von Haparanda bis in die Bretagne ist seit der Bronzeepoche keinerlei Hebung oder Senkung des festen Landes nachgewiesen. Die sichtbaren Veränderungen des Strandes sind entweder durch örtliche Gleitungen, örtlichen Einbruch in eingedeichte Stellen oder durch Stürme hervorgebracht worden, oder werden durch eine klimatische Veränderung im baltischen Gebiete veranlasst.

Bei der Prüfung der skandinavischen Oscillationen war ich zuerst bemüht zu erfahren, ob an den nördlichsten Ufern Europas irgend eine Fortsetzung des Phänomens der Ostsee kennbar sei, denn dort müsste ja die angeblich sich nordwärts steigernde Hebung des Landes am deutlichsten hervortreten. Norwegen gab keinen Anhaltspunkt. Die einzigen fraglichen Spuren heutiger negativer Bewegung wurden mir von den Solowetzky-Inseln im Weissen Meere durch Prof. Inostranzeff freundlichst mitgetheilt. Dort befinden sich nicht nur parallele Lagen von Strandgeröllen auf der kleinen Insel Andersky, sondern Inostranzeff hat auch gemeint, aus gewissen Streifen an dem Fusse der im J. 1799 erbauten Ufermauer unter dem Kloster auf Solowetzky nahe über dem Meeresspiegel die Fortdauer negativer Veränderung vermuthen zu können. Wahrscheinlich vollziehen sich im Weissen Meere ähnliche Vorgänge wie im baltischen Meere und der Baffins-Bay, doch fehlen fortlaufende Beobachtungen.

Anmerkungen zu Abschnitt X: Ostsee und Nordsee in der historischen Zeit.

1 G. v. Boguslawski, Handbuch der Oceanographie; 8°, Stuttgart, 1884, I, S. 149.

2 Dies ist sehr deutlich zu verfolgen auf E. Ackermann's und E. H. Wichmann's Tiefenkarte der Ostsee, in Ackermann: Beitr. z. phys. Geographie der Ostsee; 8°, Hamburg, 1883.

3 Dies sind die von Ekman auf gleichmässige Grundlage reducirten Ziffern; Ekman, Om Hafsvattnet utmed Bohuslänska Kusten; Svensk. Vetensk. Akad. Handl. 1870, 2. ser., IX, 1. Theil, N° 4, p. 30.

4 Viele derselben sind gesammelt von J. Roth, Allg. u. chem. Geologie, I, Berlin, 1879, S. 555 u. folg. Von den älteren Arbeiten nenne ich nur A. F. Baron Sass, Result. aus meinen Untersuchungen über die Variationen im Salzgehalte des Ostseewassers; Zeitschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1867, II, S. 481—498.

5 G. Forchhammer, On the Composition of Seawater in different parts of the Ocean; Philos. Trans. Lond. 1865, vol. 155, p. 203—262; Ekman, am ang. Ort.

6 H. A. Meyer, Period. Schwankungen des Salzgehaltes im Oberflächenwasser in der Ostsee und Nordsee; IV. Bericht der Commiss. z. wissensch. Untersuch. d. deutsch. Meere, VII.—XI. Jahrg., 3. Abth., fol. Berlin, 1884, S. 1—10, und G. Karsten, Die Beobachtungen an den Küstenstationen und Schiffsbeobachtungen; ebendas. S. 11—60.

7 Karsten, ebendas. S. 40.

8 Die Schwierigkeiten, welche Untersuchungen dieser Art entgegenstehen, erhellen aus der Verschiedenartigkeit der Ergebnisse, zu welchen ein so genauer Beobachter wie Hagen im Laufe der Jahre gelangte. Eine erste Vergleichung der Pegelstände an der deutschen Küste für 1810—1844 zeigte für Colbergermünde eine geringe Erhebung des Wasserspiegels, für das nahe Swinemünde und die sämmtlichen Häfen der Provinz Preussen dagegen eine Senkung desselben, und zwar mit einer gewissen Regelmässigkeit zunehmend gegen Ost. Es tauchten aber Zweifel an der Stetigkeit einzelner Pegel auf; 1845 wurden Control-Nivellements eingeführt und für 1846—1864 ergab sich nun wirklich Schwankung des Wasserspiegels für einzelne Orte, aber diese wurde dem Winde zugeschrieben. Dabei trat deutlich der Einfluss der Jahreszeiten auf den Wasserstand hervor. Bei weiterer Fortsetzung der Beobachtungen bis 1875 lehrte Hagen, dass dauernde Hebung oder Senkung nicht vorhanden sei, dass die geringen Abweichungen durch Aenderungen in den benachbarten Stromläufen zu erklären seien, dass in einzelnen Jahren ein höherer Wasserstand anhalten kann (so 1874 um 4—8 Zoll), ohne vom Winde veranlasst zu sein. Man müsse daher annehmen, dass die Ostsee nicht immer dieselbe Höhe hat. G. Hagen, Die preuss. Ostseeküste in Betreff der Frage, ob dieselbe eine Hebung oder Senkung erkennen lässt; Abh. Akad. Wiss. Berlin, 1865, Math. Abth., S. 21—41; dess.: Vergleichung d. Wasserst. der Ostsee an d. preuss. Küste; ebendas. 1877, S. 1—17, und Vergleichung der von 1846 bis 1875 an d. Ostsee beob. Wasserstände; Monatsber. Akad. Wiss. Berlin, 1877, S. 559 bis

561. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangte Baron Sass, Untersuch. üb. d. Niveau-Verschiedenheit des Wasserspiegels d. Ostsee; Erman's Archiv, 1867, XXV, S. 320—348.

9 Wilh. Seibt, Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde; Publicat. des k. preuss. geodät. Institutes, 4°, Berlin, 1881, und dess.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde; ebendas. 1885.

10 Nilsson, Utkast till en Geol. beskrifning öfver Skåne; Physiogr. Sällsk. Årsberätt., Lund, 1823, insb. p. 5; Erdmann och Lovén, Östersjöns medelniveau; Öfvers. Vetensk. Akad. Handl. Stockholm, 1850, VII, p. 36—49.

11 Albin Stjerncreutz, Anmärkningar rör. strömmarne i Östersjön; Act. Soc. Scient. Fennicae, Helsingfors, 1861, VI, p. 369—383 (Föredrag. 1859).

12 A. Erdmann, Om de Jakttagelser öfv. Vattenhöjdens och Vindarnes Förändringar; Vet. Akad. Handl. Stockholm, 1855, ny följd, I, a, p. 247—303, Karte. Die Lage und nähere Beschaffenheit vieler hier erwähnter Punkte wurde beschrieben von J. A. Fagerholm, Nivelliringar och undersökn. af Vattenhöjdstat. vid en del af Sveriges fyrar, utf. sommaren 1878; Ofvers. Vet. Akad. 1879, XXXVI, p. 21—37, Karten.

13 L. A. Forssman, Observat. öfver Vattenhöjden vid Sveriges Kuster; Vetensk. Akad. Handl. Stockholm, 1874, ny följd, XIII, II, 23 pp.

14 Ad. Moberg, Om Finska Kustens höjning under åren 1858—1872; Ofversigt af Finsk. Vetensk. Soc. Förhandl. XV, 1872—1873, p. 118—128, und die Tabellen in den nachfolgenden Jahrgängen.

15 R. Rubenson, Nederbördsmängden i Sverige; ebendas. im selben Bande, N° 10; es ist insbesondere Taf. I, Fig. 1 bei Rubenson zu vergleichen mit Fig. 1 bei Forssman.

16 A. Woeikof, Schwankungen des Wasserspiegels der grossen amerikan. Seen und des Ladoga-Sees; Zeitschr. öst. Ges. f. Meteorol. Wien, 1881, XVI, S. 287—290.

17 Ders.: Les Rivières et les Lacs de la Russie; Arch. sc. phys. nat. Génève, 1885, 3. sér., XIII, p. 45 u. folg.; A. v. Tillo, Die Meereshöhe der Seen Ladoga, Onega und Ilmen und das Gefälle des Ladoga-See's; Bull. Acad. Pétersb. 1886, XXX, p. 445—448.

18 Vandstandsobservationer, udgiv. af den norske Gradmaalingskommiss; I Hefte, 4°, Christiania, 1882, p. 9.

19 Es sind zwei Linien aus 1770 vorhanden, deren Bedeutung nicht ganz klar ist; ich folge der Auffassung Holmström's.

20 K. v. Hoff, Gesch. d. natürl. Veränd. I, S. 439; Lyell, Principles, XI. ed., II, p. 181, u. a. and. Ort.

21 F. Schmidt, Einige Mittheil. üb. die gegenwärt. Kenntniss der glac. und postglac. Bildungen im silurischen Gebiet von Esthland, Oesel und Ingermanland; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1884, XXXVI, S. 272.

22 Browallius, Histor. und physik. Untersuchung, S. 241 u. folg.

23 Ch. Lyell, On the Proofs of a gradual Rising of the Land in central parts of Sweden; Philos. Trans. 1835, CXXV, p. 13.

24 A. G. Högbom, Om sekulära höjningen vid Vesterbottens Kust; Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 1887, IX, p. 19—25.

25 C. Grewingk, Die neolithischen Bewohner von Kunda in Esthland; Verh. geol. Esthnisch. Gesellsch. zu Dorpat, 1884, XII, S. 1—133, Karten; K. v. Baer, Ueber ein neues Project Austernbänke an der russ. Ostseeküste anzulegen; Bull. Akad. Petersb. 1862, IV, S. 35—47.

26 A. Blytt, On variations of climate in the course of time; Christiania Vid. Selsk. forhandl. 1886, N° 8, p. 21—24, u. a. viel. and. Ort.; A. Heim, Handbuch der Gletscherkunde; 8°, Stuttgart, 1885, S. 517; Fr. Svenonius, Studier vid Svenska Jöklar; Sver. geol. Unders. ser. C, N° 61 (u. Geol. Fören. Stockholm förhandl. 1884, N° 85, VII), p. 1 bis 36, Karte.

27 Erdmann und Lovén, Öfvers. Vet. Akad. Handl. 1850, VII, p. 45.

28 In Bezug auf einen zweiten Fall, welcher hieher zu zählen wäre, schreibt Dr. Holmström: ‚Bei Södra Stäcket (59° 18′, SO. v. Stockholm) wurde im J. 1704 der Sund

zwischen Vermdön und dem Festlande ausgereinigt zur Beförderung der Schiffahrt. Damals wurde an jeder Seite des Sundes in gleicher Höhe, 12 Fuss über der Wasserfläche eine Marke eingehauen. Im J. 1855 wurden diese Marken gemessen, und fand man, dass sie nicht in gleicher Höhe sich befänden, sondern dass eine derselben 1·16 Fuss (34·5 Cm.) höher als die andere war, zugleich 14·95 und 13·79 Fuss über dem Wasserspiegel. Eine im J. 1879 vorgenommene Messung fand diese Höhen 14·73 und 13·67 Fuss, folglich einen Unterschied zwischen beiden von 1·06 Fuss (31·5 Cm.). Die Messungen von 1855 und 1879 stimmen also ziemlich überein. Wenn man das Nivellement von 1704 als richtig ansehen könnte, so sollten diese beiden Punkte, deren Abstand ungefähr 131 M. ist, sich bis 1855 ungleichmässig erhöht haben, nämlich das Festland um 2·95 Fuss (87 Cm.) und die Insel um 1·79 Fuss (53·25 Cm.) unter dem Laufe von 151 Jahren oder im Durchschnitte 0·58 und 0·35 Cm. im Jahre. Von 1855 bis 1879 hätte dagegen keine wesentliche Veränderung in der gegenseitigen Lage der Punkte stattgefunden, während dagegen das Verhalten zum Meeresspiegel eher eine Senkung als eine Erhöhung andeutet. Diese bemerkenswerthen Beobachtungen über die ungleichartige Bewegung jener nahegelegenen Punkte ist bis jetzt vereinsamt . . . Einen bestimmten Schluss kann man aus denselben nicht ziehen.' An anderer Stelle zieht Dr. Holmström die Möglichkeit einer Verwerfung in Betracht. Erdmann ist der Meinung, dass ein Fehler bei der ursprünglichen Markirung vorgefallen sei, und über den muthmasslichen Ursprung des Irrthums spricht Börtzell in Öfvers. Vet. Akad. 1879, XXXVI, p. 87, Note 2.

29 E. Brückner ist kürzlich zu demselben Ergebnisse gelangt; Der Naturforscher, herausgegeb. v. O. Schumann, 4°, Tübingen, 1887, S. 291—293.

30 Guilh. Musgrave, De Britannia quondam poene Insula Dissertatio. Philos. Trans. London, 1717, XXX, p. 589—602; Nic. Desmarets, L'ancienne Jonction de l'Angleterre à la France, ou le Détroit de Calais, sa Formation par la Rupture de l'Isthme etc. Ouvr. cour. par l'Acad. d'Amiens en l'ann. 1751; réimpr. par MM. Mac-Kean & Cie., 8°, Paris, 1875, Karte.

31 Ch. Barrois, Note sur la Faune quaternaire de Sangatte; Ann. Soc. géol. du Nord, 1880, p. 181—183.

32 Nilsson, Skand. Nord. Ur-Invånare; 8°, Lund, 1838—1843, p. 89—92, und Skand. Fauna, Dägsdjur., 2. uppl. 1847, Einleit. p. IX; Maak, Die Dünen Jütlands; Zeitschr. f. allg. Erdk. Berlin, 1865, neue Folge, XIX, S. 204 u. folg.; M. W. Fack, Die Cimbr. Fluth in ihrer Einwirkung auf d. Boden v. Kiel; Mittheil. naturw. Verein Kiel, 1868, IX, u. And. — Noch viel weiter geht Tardy, welcher zu beweisen sucht, dass im IX. Jahrhunderte an den vlämischen Torfmooren und an den Bauten Theodorichs zu Ravenna entgegengesetzte Bewegungen stattfanden, und der sogar eine grosse Fluth für das XXIII. Jahrhundert v. Chr. als die mosaische Fluth ermittelt; Comparaison entre deux oscillat. contemp. Bull. soc. géol. 1874, 3. sér., II, p. 222, 1876, 3. sér., IV, p. 326—329, und 1878, 3. sér., VI, p. 148—151.

33 Ein Verzeichniss älterer Fluthen bei Dumas-Vence, Notice sur les Côtes de la Manche et de la Mer du Nord; Revue marit. et colon. Paris, 1876, t. 48, p. 395 u. folg.; für den Osten in Adelb. Baudissin, Blicke in die Zukunft der nordfriesischen Inseln, 8°, Schleswig, 1867, S. 55—78, u. a. and. Ort.; G. Eilker, Die Sturmfluthen in der Ostsee; 8°, Emden, 1877, S. 4 u. folg.; ebendas. S. 65 u. folg. die Geschichte der Bildung des Dollaert.

34 Bakhuyzen und Pleyte, Brief an Faye; Compt.-rend. Paris, 1883, t. 97, p. 727, 728.

35 Rob. A. C. Austen, On the Valley of the English Channel; Quart. Journ. geol. Soc. 1850, VI, p. 69—97, Karte.

36 Delesse, Les Oscillations des Côtes de la France; Bull. soc. géogr. 1872, 6. sér., III, p. 14.

37 J. J. A. Worsaee, Sur quelques Trouvailles de l'Age de Bronze faites dans les Tourbières; Mém. Soc. roy. des Antiq. du Nord; Copenhague, 1866, p. 61—75; G. A. Nathorst, Om Skånes nivåförändringar; Geol. Fören. Stockholm Förh. 1874, I, p. 281—294.

38 v. Maack, Das urgeschichtl. Schleswig-Holsteinische Land; Zeitschr. f. allg. Erdk. Berlin, 1860, Neue Folge, VIII, S. 1—30 und 112—140, Karte, insb. S. 9, 14 u. folg.

39 G. Forchhammer, Om den forandrede Vandhöide ved de danske Kyster; Nord. Univ. Tidskrift, Kjöbenh. 1856, 2. Aarg., p. 1—23, insb. p. 7; übers. v. Sebald in Zeitschr. f. allg. Erdk. Berlin, 1856, Neue Folge, I, S. 473—490, insb. S. 478.

40 Incerti Panegyricus Constantio Caes. dictus, VIII. Ich schreibe Vahalis, nach der ed. Baehrens; Gosselet und Rigaux führen dieselbe Stelle an und schreiben Scaldis, dem cod. Vatican. 1775 folgend; J. Gosselet et H. Rigaux, Mouvement du sol de la Flandre depuis les temps géol.; Ann. soc. géol. du Nord, 1878, V, p. 218—226.

41 Sydney B. J. Skertchly, The Geol. of the Fenland; Mem. Geol. Surv. London, 1877, insb. p. 154—157; auch Dalton, Subsidence in East Essex, Geol. Magaz. 1876, 2. ser., III, p. 491—493 u. And.

42 F. Graf Coronini, Ueber Boden-Meliorationen in Görz; Komers, Jahrb. f. österr. Landwirthe, Prag, 1870, X, S. 192—206; insb. S. 199.

43 F. Seelheim, Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Niederlande; Verh. naturhistor. Ver. Rheinl. Bonn, 1885, 5. Folge, II, S. 381—403, Taf. — Seelheim hat Phragmiten-Bestände getroffen in Wässern, denen mehr als 30 Procent Salzwasser beigemengt waren; dess.: Sur les Tourbières d'Eau Saumâtre; Arch. Néerl. 1878, XIII, p. 465—477. Andererseits fand Vélain an der Küste von Oran *Cardium edule, Card. rusticum* und *Solen* lebend in so süssem Wasser an, dass aus demselben das Schiff mit Trinkwasser versehen werden konnte; Bull. soc. géol. 1878, 3. sér., VI, p. 197.

44 G. Hagen, Die preuss. Ostseeküste in Betreff der Frage, ob dieselbe eine Hebung oder Senkung erkennen lässt; Abh. Akad. Wiss. Berlin, Math. Abth., 1865, S. 21—41.

45 Eisen o. Stuxberg, Om Gotska Sandön; Öfvers. Vet. Ak. Förh. 1868, Taf. V, Fig. 2.

46 Der Wilstermarsch; Maack, Urgesch. Schlesw.-Holst. Land, S. 14.

47 z. B. C. E. Rance, On the Postglac. Deposits of W. Lancashire and Cheshire; Quart. Journ. geol. Soc. 1870, XXVI, p. 665—668; p. 659, von oben abwärts: 2—4 Fuss Sand mit *Bithyn. tentaculata*, 1 F. Torf, 2 F. *Tellina baltica*-Sand, Sächsische und Römische Münzen?; 3 F. Torf; 3 F. Thon, oben Süsswasser, unten *Scrobicularia*; 1 ¹/₂ F. Torf; eingewurzelte Bäume; darunter Blocklehm von Halb-Ebbe bis zum niedrigsten Wasserstande.

48 v. Bakhuyzen, Verhandl. der VII. allg. Conferenz der europ. Gradmessung zu Rom, 1883; 4°, Berlin, 1884, S. 55.

49 Backhuyzen und Pleyte am ang. Ort. p. 728.

50 Dort lagern: 0·2 M. Marschland, 0·6 M. brack. Thon mit *Rissoa ulvae*; 1·65 M. Meeressand, Bivalven in natürlicher verticaler Stellung, an der Basis gerollte Reste römischer Cultur; 1—3 M. Torf mit gallo-römischen Resten, zuweilen Schätze aus römischer Zeit; Münzen bis 270 n. Chr.; Unterlage blauer Thon. Debray, Tourbières du littor. flamand et du dép. de la Somme; Bull. soc. géol. 1873, 3. sér., II, p. 46—49, und Railway de Bourbourg à Dunkerque, Ann. soc. géol. du Nord, 1876, III, p. 88; insb. Gosselet et Rigaux, Mouvement du sol de la Flandre depuis les temps géol. ebendas. 1878, V, p. 218—226.

51 J. Girard, L'Affaissement du Sol des Pays-Bas; Bull. soc. géogr. Paris, 1879, 6. sér., XVIII, p. 374—381.

52 G. Wareing Ormerod, Old Sea-Beaches at Teignmouth, Devon; Quart. Journ. geol. Soc. 1886, XLII, p. 98—100; Boyd Dawkins ebendas. p. 100.

53 Forchhammer am ang. Ort. p. 17 (Uebers. S. 485).

54 J. Durocher, Observations sur les forêts sous-marines de la France occid. et sur les changements de niveau du littoral; Compt.-rend. Paris, 1856, t. XLIII, p. 1071—1074. Alex. Chèvremont, Les Mouvements du Sol sur les côtes occ. de la France et particul. dans le Golfe Normanno-Breton; 8°, Paris, 1882, p. 255—436, Karten; Sirodot, Age du gisement du Mont-Dol. Constitution et mode de form. de la plaine basse, dite Marais de Dol; Compt.-rend. 1878, t. 87, p. 267—269. Die von Sirodot erwähnten und der Diluvialzeit zugeschriebenen Muschellager in + 14 M. sind weit älter als die hier in Betracht gezogenen Erscheinungen. — Peacock erzählt, dass auf der benachbarten Insel Jersey erst im 14. oder 15. Jahrhunderte ein Wald versunken sein soll, dessen Reste man in der Bucht

von St. Ouen sieht; für Privilegien, welche mit diesem Walde in Verbindung standen, wurden noch vor kurzer Zeit die Taxen bezahlt; Geolog. Magaz. 1876, 2. ser., III, p. 130. — Man hat aus Vorkommnissen an der Somme eine junge Erhebung des Landes von 20 M. gefolgert. Die Sachlage ist nach Mercey die folgende. Der Torf ist 7—8 M. mächtig; über demselben erheben sich kleine Kuppen, etwa 4 M. hoch, die ‚croupes de la Somme'. Ihren Kern bildet ein knollenförmiger Aufbau von Kalktuff mit *Ner. fluviatilis, Pisid. amnicum* etc. und gallischen Topfscherben. Auf der unregelmässigen Oberfläche liegt eine Decke von Kalksand mit zahlreichen Land- und Süsswasserconchylien, römischer Töpferwaare, dann *Card. edule, Myt. edulis, Ostr. edulis*, selten auch *Donax trunculus* und *Scrobic. piperata*. Diese reichen bis + 19 bis 20 M. und sind bedeckt von Schwemmland mit *Unio*. N. de Mercey, Note sur les Croupes de la Somme à Ailly-sur-Somme etc.; Bull. soc. géol. 1877, 3. sér., V, p. 337—348. Es ist nicht einmal sichergestellt, ob diese Conchylien nicht Küchenreste seien; jedenfalls liegen sie mit Culturresten in einer Süsswasserschicht und geben schon aus diesem Grunde keinen Anlass zur Annahme einer negativen Bewegung.

[55] E. Erdmann hat diese Annahme berichtigt. Nilsson's Angabe über Senkung, nämlich Abnahme des Landes vor dem ‚Staf-sten' bei Trelleborg in Schonen beruht auf einem Druckfehler in Linné's Skänska Resa (Geol. Fören. förh. 1874, I, p. 103, 104), und Lyell's Beobachtungen über Södertelje haben Hisinger im J. 1840, Axel Erdmann im J. 1868, endlich O. Torell widerlegt in dess. Traces plus anciennes de l'homme, p. 9—14.

[56] Baensch, Die Sturmfluth an den Ostsee-Küsten des preuss. Staates vom 12./13. November 1872; 4°, Berlin, 1875 (aus d. Zeitschr. für Bauwesen, Jahrg. XXV) 33 SS. u. Taf.; A. Colding, Nogle Undersögels. over Stormen over Nord- og Mellem-Europa af 12.—14. Nov. 1872, og over d. derved framkäldte Vandflod in Ostersöen; Vidensk. Selsk. Skr. Kjöbenh. 1881, 6. Raekk., I Bd., IV, p. 245—304, Taf. Auch G. v. Boguslawski, Zeitschr. f. Meteorol. red. v. Jelinek und Hann, 1872, VII, S. 408—410, und ebendas. Note S. 396; für ähnliche Vorkommnisse: Der Durchbruch der Ins. Hiddensee; Peterm. Geogr. Mitth. 1868, S. 377, 378.

[57] ‚Die See hat diese Arbeit mit einer grossen Regelmässigkeit ausgeführt, und wird aus der Betrachtung dieser oft meilenlang sich erstreckenden sorgfältigen Dammbildung es verständlich, dass der Volksglaube, welcher eine solche Wirkung sich nicht erklären konnte, die Bildung des heiligen Dammes bei Dobberan einem Heiligen zugeschrieben hat, der ihn auf Gebot der Mönche in einer Nacht zum Schutze des Klosters errichtete.' Baensch am ang. Ort. S. 26.

[58] E. Erdmann, Bidrag till frågan om Skånes nivåförändringar; Geol. Fören. Stockholm Förh. 1874, I, p. 93—104, Taf.; A. G. Nathorst, Om Skånes nivåförändringar; ebendas. p. 281—294.

[59] N. G. Bruzelius, Fynden i Ystads Hamn; Samlingar till Skånes Historia, 8°, Lund, 1871. Ich habe, dem Bedenken von Nathorst folgend, die Angabe von dem Vorkommen eines weit jüngeren Kunstproductes in der Tiefe nicht beachtet; G. Lindström, Om postglaciala Sänkningar af Gotland; ebendas. 1886, VIII, p. 251—281. De Geer's Beobachtungen über eine Senkung umfassen keinen Rest menschlicher Cultur und bleiben desshalb ausser Betracht; G. de Geer, Om en postglacial Landsänkning i södra och mellersta Sverige; Sver. geol. Unders. 1882, Ser. C, N° 52, 16 pp. (auch Geol. Fören. Förh. VI).

[60] G. Berendt, Geol. des Kurischen Haffes und seiner Umgebung; 4°, Königsb., 1869, Karte.

[61] T. G. Winkler, Sur l'origine des Dunes maritimes des Pays-Bas; Arch. Néerl. Harlem, 1878, XIII, p. 417—427, Karte der verschied. Alluvien.

EILFTER ABSCHNITT.

Das Mittelmeer in der historischen Zeit.

Asow'sches Meer und Pontus. — Tiefste Stelle der mediterranen Wasserfläche. — Das westliche Mittelmeer. — Venedig. — Das dinarisch-taurische Gebiet. — Das südöstliche Mittelmeer. — Schluss.

Bei Meissau in Nieder-Oesterreich, an dem O. Abhange des Manhartsgebirges, kann man heute noch Balanen aufgewachsen sehen auf Granitkuppen, welche rundgewaschen wurden von der Brandung des Meeres der ersten Mediterranstufe. An dem östlichen Abhange des Kahlenberges kann man, auf die Stadt Wien herabblickend, in der Strandregion des Meeres der zweiten Mediterranstufe Gerölle auflesen, welche angebohrt sind von Bohrmuscheln. Hoch oben an den Kalkwänden von Capri ziehen die Reihen von Bohrlöchern, welche ähnliche Muscheln hervorgebracht haben in späterer Zeit. Am heutigen Strande endlich, oder in seiner unmittelbaren Nähe, tief unter all' diesen Spuren früherer Phasen des Mittelmeeres, liegen jene zahlreichen Hafenbauten und sonstigen Denkmale der Menschen aus früheren Jahrhunderten, welche uns daran erinnern, dass alle diese entfernten Spuren die aufeinanderfolgenden Ufer jenes selben Meeres sind, welches so viele der grössten und segensreichsten Vorgänge der Culturgeschichte veranlasst oder vermittelt hat.

Es ist hier mehr Gelegenheit als irgendwo gegeben, um etwaige Veränderungen der Strandlinie innerhalb der historischen Zeit zu prüfen, aber zugleich mehr Vorsicht als sonstwo geboten in der Unterscheidung der Spuren aus höherem Alter von jenen der Neuzeit.

1. Asow'sches Meer und Pontus. Von den Mündungen des Don ins Asow'sche Meer bis zu den Säulen des Hercules ist heute eine Kette von Meerestheilen vorhanden, und man sollte meinen, dass jedes Becken in das nächstfolgende mündet und am Ende durch die Säulen des Hercules die gesammelten Zuflüsse aller Becken dem Ocean zufliessen. Dies ist aber durchaus nicht der Fall. Das Asow'sche Meer gibt einen Ueberschuss an den Pontus, und dieser gibt, trotz eines unteren Gegenstromes in den Dardanellen, doch noch einen Ueberschuss an das Mittelmeer ab. In diesem aber entsteht durch geringen Niederschlag und grosse Verdunstung, insbesondere an der nordafrikanischen Küste S. von Creta, ein so ausserordentlicher Abgang, dass weder der Ueberschuss aus dem Pontus, noch die Lieferung aller Ströme des eigenen Zuflussgebietes hinreichen, um denselben zu ersetzen, und dass bei Gibraltar ununterbrochen in der Tiefe schweres Mittelmeerwasser nach Aussen geht und der Ocean normales Wasser an das Mittelmeer abgibt, fortwährend bestrebt, das Gleichgewicht herzustellen, niemals aber im Stande, es zu erreichen.

Wir können daher den Pontus sammt dem Asow'schen Meere als active Glieder der Kette, das Mittelmeer aber und insbesondere seine östliche Hälfte als ein passives Glied bezeichnen, und die Einschaltung dieses passiven Gliedes bildet die wichtigste Verschiedenheit von der nordeuropäischen Kette von Meerestheilen in welcher wir nur active Glieder kennen.

Das seichte Asow'sche Meer ist in seinem inneren Theile das Aestuarium des Don, und sein Wasser ist an der Rhede von Taganrog süss. In seiner Mitte fand F. Göbel 1·188 Procent Salzgehalt (spec. Gew. 1·00970), aber gegen West ist durch die lange Nehrung von Arabat, welche nur eine Verbindung von 75 Faden Breite offen lässt, der Siwasch, das faule Meer, abgetrennt und durch Verdunstung hoch übersalzen. In diesem trafen Göbel und Hasshagen 17·374 Proc. (spec. Gew. 1·13988) und 15·197 Proc. Salzgeh. (spec. Gew. 1·13795) als ein gutes Beispiel eines durch Abschnürung passiv gewordenen Gebietes.[1]

Ein Nivellement, welches Guillemin vor einer Anzahl von Jahren vom Schwarzen zum Asow'schen Meere führte, ergab für

letzteres bei Ak-Manaï + 1·45 M., doch sind mir genauere bestätigende Angaben über dieses Nivellement nicht bekannt.[2]

Die russische Regierung setzte eine wissenschaftliche Commission zur Prüfung des angeblichen Seichterwerdens des Asow'schen Meeres ein. Der von Baer im Jahre 1863 erstattete Bericht bringt den Nachweis, dass seit Polybius und seit der Abfassung der sehr genauen Beschreibung des Gebietes durch Strabo hier sicher keine irgendwie nennenswerthe Aenderung des Wasserstandes eingetreten ist. Die Ruinen der von Strabo XI, 2 erwähnten Handelsstadt Tanis sind an den Ufern eines todten Armes des Don aufgefunden worden; noch sieht man vor Taganrog ausserhalb des Delta die kleine und flache Insel Tscherepacha, welche wahrscheinlich die von Strabo erwähnte Insel Alopekeia ist, und, was das Bedeutungsvollste ist, Strabo beschreibt bereits die Nehrung von Arabat und das faule Meer als den vom Westrande des Meeres abgetrennten Sumpf; nur scheint damals die Oeffnung am N. Ende der Nehrung noch länger gewesen zu sein. Die Insel Tscherepacha ist heute noch so flach, dass sie bei starkem Winde überfluthet wird.[3]

Sarmatische Falten, welche von dem Nordsaume des Kaukasus zum Nordsaume des Krimgebirges laufen (I, S. 610), scheiden das Asow'sche vom Schwarzen Meere.

Das Schwarze Meer gleicht in vielen Beziehungen der Ostsee. Sein Wasser hat einen Salzgehalt, welcher nur um ein Geringes höher ist, als jener des Asow'schen Meeres, und sein Wasserspiegel unterliegt, wie jener der Ostsee, Schwankungen nach den Jahreszeiten. E. v. Maydell hat diese Schwankungen beobachtet, und Brückner hat auf Grund dieser Beobachtungen die Abhängigkeit der Schwankungen von der Lieferung der Flüsse nachgewiesen. Die Hauptzuflüsse des Schwarzen Meeres, Donau, Dnjepr und Don, erreichen ihren höchsten Stand in den Monaten April und Mai. Die Beobachtungsstationen, welche unter dem Einflusse von Strömen stehen, wie an der Dnjestrmündung, Otschakow, Odessa, Kertsch und Genitschesk, zeigen den höchsten Stand des Meeres im Mai, mit geringer Verspätung gegen die Hochwässer der Flüsse, während an den von den Flüssen entfernter liegenden Stationen, nämlich in Sewastopol, Yalta und Poti, die Verspätung grösser ist und der

höchste Stand des Meeres erst im Juni eintritt. Auf diese Art steht das Meer im Mai und Juni + 0·1 bis + 0·15 M. über Mittelwasser, senkt sich gegen den Winter, bleibt von September bis März — 0·08 bis — 0·11 M. und erhebt sich dann wieder zum Maximum. Von Monat zu Monat schwankt demnach die Gesammtmenge des im Becken des Schwarzen Meeres enthaltenen Wassers.[4]

Mit diesen Ergebnissen stimmen Wrangell's Erfahrungen über die Dichte vollständig überein. Dieselben wurden im Herbste 1873 gesammelt. Die höchste Dichte fand sich an den von den Strömen entfernten westlichen und südlichen Küsten der Krim, schwankend zwischen 1·0139 und 1·0145, mit dem Maximum, welches dem Salzgehalte von 1·9 Procent entspricht, in der Nähe der Südspitze der Krim und ebenfalls entfernt von den grossen Strömen, an der kaukasischen Küste, schwankend zwischen 1·0140 und 1·0143, mit dem höchsten Salzgehalte von 1·87 Procent. An den Strömen dagegen sinkt die Dichte herab, so am Dnjepr-Liman auf 0·6 Procent Salzgehalt (1·0045 spec. Gew.), in der Bucht von Taganrog auf 0·73 Procent (1·0056 spec. Gew.).[5]

So wiederholen sich die Schwankungen des baltischen Meeres, aber sie summiren sich nicht wie dort zu einer negativen Phase. Strabo, welcher, wie wir eben sahen, im Asow'schen Meere die Nehrung von Arabat beschreibt, schildert genau (VII, 3, 41) die heutige Nehrung von Perekop als die ‚Rennbahn des Achilles', und die Commission der russischen Akademie hat hieraus gefolgert, dass auch im Pontus seit etwa 2000 Jahren keine wesentliche Aenderung eingetreten ist.

Es gibt jedoch allerdings Spuren eines Vorganges dieser Art, welcher knapp an die Grenze der historischen Zeit fällt und jedenfalls jünger ist als die Eiszeit. Sie bestehen in Folgendem.

Es ist gesagt worden (I, S. 437), dass das Gebiet des ägäischen Meeres, ein von Süsswasserseen bedecktes Festland, in später Zeit einbrach und zuerst das Meer der IV. Mediterranstufe über Milos, Rhodos und den südlichen Theil von Kos hereintrat. Noch später geht das ägäische Festland bis zum Pontus hin zur Tiefe, und nun erst tritt das Mittelmeer in das pontische und Asow'sche Gebiet. In den Dardanellen liegen aber mediterrane Strandbildungen über dem heutigen Strande. Schon im J. 1857 erwähnte Spratt junge

Meeresablagerungen mit Austern N. von Meitos, sowie auf der gegenüberliegenden Küste der Dardanellen in + 40 Fuss; der Wasserspiegel, meinte Spratt, müsse noch etwa 15 bis 20 Fuss höher gewesen sein. Calvert und Neumayr haben Spratt's Ergebnisse bestätigt und das Vorkommen eines Feuersteinmessers in diesen Ablagerungen wahrscheinlich gemacht.[6] Es sind auch innerhalb des pontischen Beckens einzelne Spuren dieser sehr jungen, nicht viel über dem heutigen Strand erhabenen, stets horizontalen Sedimente vorhanden, und ihre Fauna zeigt durch das Vorkommen der normalen Mittelmeerfauna, dass zur Zeit jenes höheren Wasserstandes der Pontus nicht ausgesüsst war wie heute, sondern annähernd den normalen Salzgehalt besass. Abich hat sie von der Meerenge von Kertsch und der Halbinsel Taman, Tschihatscheff S. von Samsun, nahe der kleinasiatischen Nordküste, beschrieben.[7] So scheint in der That zur Zeit, als das pontische Gebiet dem Mittelmeer zugänglich wurde, allgemein ein etwas höherer Wasserstand geherrscht zu haben. Mit seinem vollen Salzgehalte trat das Meer ein; an vielen Orten war das Ufer von Löss gebildet, wie es heute der Fall ist, und dann erst folgte Aussüssung und negative Bewegung. Das Asow'sche Meer hat sich durch Zerstörung seiner Ufer erweitert; dann wurde der Siwasch abgetrennt.[8]

2. Tiefste Stelle der mediterranen Wasserfläche. Wo das Mittelmeer vom atlantischen Ocean her mit genauen Messungen bisher erreicht worden ist, hat sich herausgestellt, dass sein Wasserspiegel tiefer liegt als jener des Oceans. Den Arbeiten für die europäische Gradmessung und den derselben von einzelnen Regierungen zugegangenen Mittheilungen sind die folgenden Ziffern entnommen:

Swinemünde — Triest .	=	— 0·499 M.
Swinemünde — Marseille	=	— 0·664 M.
Calais — Marseille . .	=	— 0·753 M.
Brest — Marseille . . .	=	— 1·022 M.
la Rochelle — Marseille .	=	— 0·400 M.
Bayonne — Marseille .	=	— 0·856 M.
Santander — Alicante .	=	— 0·663 M.[9]

Diese negativen Werthe zeigen, dass das Mittelmeer eine passive Region ist, und Forchhammer's chemische Analysen haben zu demselben Ergebnisse geführt. Dieser fand, dass die Dichte

des atlantischen Oceans sich steigere an der Westküste von Afrika unter dem Einflusse der Sahara, und dass atlantisches Wasser mit 3·63 Procent Salzgehalt in das Mittelmeer bei Gibraltar eintritt. Aber schon in long. 4° 2′ ist der Salzgehalt 3·70, zwischen den Balearen und Spanien 3·80 und 3·83, bei Malta 3·85, in Griechenland, wohl unter dem Einflusse des Bosporus, geringer, und zwar 3·80; das Maximum aber traf Forchhammer in Proben, welche zwischen Creta und der afrikanischen Küste genommen waren; es beträgt 3·93 Procent. Auch die späteren Arbeiten Carpenter's haben dies bestätigt. Diesen zufolge ist die Dichte des einströmenden Wassers in Gibraltar an der Oberfläche 1·0271, des ausfliessenden Mittelmeerwassers im Unterstrome in 250 Faden 1·0293 (3·91 Procent Salzgehalt); an der Oberfläche beträgt die Dichte bei Sicilien 1·0280 bis 1·0284, zwischen Malta und Creta 1·0284 bis 1·0288, nicht weit vom Golf von Solum oder Milhr (Mellah) an der Ostgrenze von Barka 1·0293 (in 1650 Faden 1·0294) und noch näher der afrikanischen Küste 1·0294 (in 365 Faden 1·0302). Die grösste Dichte des Mittelmeeres liegt also zwischen der afrikanischen Küste und Creta, wo die Verdunstung am grössten und der Zufluss an süssem Wasser am geringsten ist.[10]

Es ist daher durch die Verhältnisse von Umrahmung, Zufluss und Verdunstung dem Mittelmeere ein von dem Ocean verschiedenes Niveau gegeben, wenn auch demselben nicht jener Grad von Selbständigkeit zuerkannt werden kann, welchen vor Jahren bereits aus dem gleichartigen Verlaufe der Strandmarken Bianconi voraussetzte.[11] Es ist ferner mit grosser Bestimmtheit zu vermuthen, dass, da die grösste Dichte zwischen Creta und der afrikanischen Küste liegt, dort auch die Lage des Wasserspiegels am tiefsten ist, und zwar noch tiefer als zu Alicante, Marseille und Triest, welche von directen Messungen erreicht worden sind. Diese Messungen haben durchwegs negative Werthe ergeben, aber es begreift sich leicht, dass in dem nördlichen Theile der Adria, welcher unter dem Einflusse des Po steht, dieser negative Werth etwas geringer ist, und in Uebereinstimmung hiermit steht auch der Umstand, dass Luksch und Wolf in diesem Theile des Meeres an der italienischen Küste eine noch etwas geringere Dichte angetroffen haben als an der österreichischen Küste.[12]

Aus Carpenter's Arbeiten ergibt sich ferner, dass im W. Mittelmeere, etwa von 100 Faden abwärts, eine Wassermenge mit der gleichförmigen Temperatur von 13 bis 14° C. ohne wesentliche Circulation ruht, während in gleichen Tiefen die Temperatur des Oceans weit geringer ist, und dass im östlichen Mittelmeere die Sonnenwirkung allerdings tiefer als 100 Faden reicht, aber vor 200 Faden ebenfalls diese ruhende Masse erreicht wird. Diese tiefere Wassermenge scheint keinerlei Strömung oder Austausch zu besitzen. Die Temperatur der höheren Schichten kann an den wärmsten Stellen 26·5° C. und vielleicht noch mehr erreichen, und es findet sich das Maximum um ein Geringes unter der Oberfläche, da die Oberfläche selbst durch die rasche Verdunstung abgekühlt wird.

Zunächst kehren wir jedoch zu dem S. von Creta gelegenen Meerestheile zurück. Obwohl die angeführten negativen Werthe für die Höhe des Mittelwassers in S. Spanien und S. Frankreich nicht ganz unerheblich sind und für Brest—Marseille sogar — 1·022 M. erreichen, ist die Dichte in diesen westlichen Theilen des Mittelmeeres doch nur um ein Geringes von jener des Oceans verschieden, und es ist daher zu vermuthen, dass S. von Cypern und an der afrikanischen Grenze die Tiefenlage noch weit beträchtlicher sei. Dies lehrt auch, abgesehen von allen Bewegungen, die grössere Schwere der Wassersäule. Die Dichte des bei Gibraltar einströmenden atlantischen Wassers ist 1·0271. Im Golf von Milhr ist sie an der Oberfläche 1·0293 und in 1650 Faden 1·0294. Wir nehmen 1650 Faden als die grösste Tiefe und 1·02935 als die mittlere Dichte bei Milhr. Diese 1690 Faden hohe Wassersäule vom Golf von Milhr kann einer atlantischen Wassersäule das Gleichgewicht halten, welche um 6·6 M. höher ist. Zieht man aber die höchste Dichte 1·0302 in Rechnung, so ergibt sich, dass je 1000 M. dieses mediterranen Wassers dem Gewichte einer atlantischen Säule entsprechen, welche um 3 M. höher ist.

Wir kennen die nähere Gestalt und die Tiefe des weiten Trichters nicht, welchen hier die mediterrane Wasserfläche bildet, aber es ist anzunehmen, dass klimatische Aenderungen im Mittelmeergebiete gerade an den tiefliegenden Stellen die merkbarsten Aenderungen der Wasserhöhe herbeiführen mögen. Nun ist es eine

sonderbare Thatsache, dass die bedeutendsten Aenderungen der Strandlinie in historischer Zeit gerade hier an der SW. Seite der Insel Creta und bis Cerigotto beobachtet worden sind.

Im Jahre 1852 berichtete Leycester, es habe Lieutenant Mansell an dem Cap Krio an der SW. Ecke von Creta eine wohl ausgesprochene Strandlinie in + 37 Fuss (11·24 M.) gemessen. Im NW. Theile der Insel, gegen Grabusa und am Cap Spadha, sinke diese Linie auf etwa + 20 Fuss (6·07 M.), von dort an der Nordküste gegen Ost treffe man sie in der Bucht von Sudha in + 6 Fuss (1·8 M.). Aehnlich verhalte es sich an der Südküste, wo die Erhebung auch ostwärts gegen die Ebene von Gortyna verschwinde.[13]

Wir wissen, wie vielerlei Strandlinien und Zonen von Bohrlöchern an der italienischen Küste vorhanden sind, und dass diese sehr verschiedenen Zeiten angehören. Es würde also dieser erste Bericht nur mit grösster Vorsicht aufzunehmen sein.

Im Jahre 1852 meldete aber weiter Capt. Spratt, dass die ganze Insel Creta sich in einer Schaukelbewegung befinde, der Westen sei stark angestiegen, die Mitte unverändert, der Osten leicht gesenkt. Insbesondere stehe bei Phalasarna der ganze Hafenbau des Alterthums auf trockenem Lande, was eine Erhebung von 22 Fuss 6 Zoll (6·83 M.) anzeige.

Später, im Jahre 1865, wiederholte Spratt seine Angaben in ausführlicher Weise. Viele der Beobachtungen beziehen sich nur auf Strandlinien an Felsen u. s. w., welche keine Zeitbestimmung zulassen, doch nenne ich: Bucht von Suda (W. Hälfte der N. Küste) kleinere Strandlinien, die bohrenden Muscheln in ihren Höhlungen, bis + 2·07 oder 2·12 M.; Kisamo (NW. Küste) der alte Molo um etwa 5·47 M. gehoben; Cap Grabusa (NW. Spitze) von drei corycäischen Inseln des Alterthums eine mit dem Festlande vereinigt, Strandlinien bis + 6·68 M.; Phalasarna (W. Küste) der ganze Hafenbau auf trockenem Lande, Strandlinien in demselben + 6 bis 7 M. Die Strandlinien ohne historische Kennzeichen erreichen das Maximum mit + 7·9 M. zwischen Selino und Lissos, nahe dem Cap Krio (SW. Küste). Eine solche Strandlinie wird auch von Zakro im äussersten Osten erwähnt.

Viel geringer sind die Spuren positiver Bewegung; die auffallendsten sind: Metala (Mitte der S. Küste) einzelne in den Fels

gehauene Gräber, zum Theile überspült; Cap Sidaro (äusserster Osten) theilweise überspülte Bauten; Spina Longa (NO., im Golf von Mirabello) Ruinen einer griechischen Stadt unter Wasser, positive Bewegung 1·8 bis 2·4 M. oder mehr. An derselben Stelle fand jedoch Issel negative Spuren.[14]

Alle diese positiven Spuren sind aber aus Gründen, welche bald angeführt werden sollen, sehr unzuverlässig.

Hier befinden wir uns vor einem Räthsel, welches weitere Untersuchung an Ort und Stelle erheischt. Die einzigen negativen Spuren, welche an historischen Denkmalen beobachtet worden sind, befinden sich, abgesehen von Puzzuoli, an dem Saume der tiefsten, durch klimatische Einflüsse herbeigeführten Senkung des Wasserspiegels. Nach den vorliegenden Angaben ist jedoch die Bewegung (etwa 7 M.) so gross, dass ich bis auf weitere Belehrung Anstand nehmen muss, sie lediglich durch Veränderung des Klimas zu erklären; neue Messung und Prüfung der Sachlage ist erforderlich.

Von den Ufern des Mittelmeeres sollen nun einzelne der wichtigsten Vorkommnisse angeführt werden.

3. Das westliche Mittelmeer. Aus dem Golf von Milhr selbst liegen mir keine Nachrichten über die Beschaffenheit des Strandes vor. Die von Hamilton vermuthete negative Veränderung bei Ben Ghasi, am Ostrande der grossen Syrte, stellt sich nach Stacey als die Folge örtlicher Senkungen der Kalksteinplatte heraus, von welchen Beispiele in jener Gegend nicht selten sind.[15] Stache erinnert, dass die beiden Inseln Kerkennah und Djerba, welche nur als niedrige Streifen aus dem Meere hervorragen, bereits Herodot bekannt gewesen sind, und dass seit jener Zeit eine wesentliche Veränderung der Strandlinie in der kleinen Syrte nicht anzunehmen sei.[16] Partsch und Rolland haben in übereinstimmender Weise gezeigt, dass in historischer Zeit eine Veränderung der Strandlinie bei Tunis nicht eingetreten ist; dies zeigt insbesondere die Beschaffenheit der Lagune von Tunis.[17] Der algerischen Küste sind junge Meeresablagerungen angeschmiegt. So sieht man nach Bleicher an der Küste von Oran die Reste eines älteren Meeres bis + 150 M., aber die Spuren des Strandes werden immer deutlicher, je mehr man sich + 40 bis + 20 M. nähert. In + 7 bis

+ 8 M. endlich sind ziemlich regelmässige Säume von Muschelsandstein vorhanden; dieser enthält nur Conchylien von lebenden Arten. Nachweise von Veränderungen in geschichtlicher Zeit sind mir aber auch von hier nicht bekannt.[18]

Aehnlich verhält es sich in Gibraltar; Smith und Maw haben an der Ostseite des Felsens, in der Bucht von Catalan, eine bis zu 700 Fuss (210 M.) reichende Masse von geschichtetem Sand beobachtet, in welcher Smith *Patella ferruginea* antraf. Strandlinien an dem Felsen kennt man in verschiedenen Höhen, aber Veränderungen aus geschichtlicher Zeit sind nicht bekannt geworden.[19]

Die Thatsache, dass die Stadt Aigues-Mortes *(Aquae Mortuae)*, W. vom Rhône-Delta, von welcher aus Ludwig der Heilige in den Jahren 1248 und 1270 gegen die Ungläubigen auszog, 5 Kilom. vom Meere entfernt liegt, ist der Anlass gewesen, dass man hier beträchtliche Veränderungen in der neuesten Zeit vorausgesetzt hat. Die Angabe beruht insoferne auf einem Irrthume, als dieser König wohl von Aigues-Mortes ausgezogen ist, die Stadt aber damals wie heute innerhalb des Gebietes der Lagunen lag, welche Ludwig durch einen Canal mit dem Meere verbinden liess. Die Einschiffung in die grossen genuesischen und venetianischen Galeeren erfolgte aber nicht in Aigues-Mortes selbst, sondern an einer Stelle, welche heute wie damals an dem offenen Ufer des Meeres liegt und heute noch Grau Louis genannt wird.

Abgesehen hievon bietet aber die Lage von Aigues-Mortes und die treffliche Darstellung, welche Lentheric von derselben gegeben hat, den erwünschten Anlass zu einigen Bemerkungen über Nehrungen.

Es ist bereits bei der Betrachtung der Ufer der Nordsee erwähnt worden, wie die auf dem seichten Ufer flach gegen das Land auflaufende Woge den Sand ausspült und in meilenlanger bogenförmiger Düne oder Nehrung vor sich her aufthürmt. Der Wind arbeitet mit, und wenn, wie es in der Regel der Fall ist, die Bewegung nicht ganz normal gegen das Festland gerichtet ist, so erfolgt seitliches Verschleppen. Ist nun z. B. im Osten eine Flussmündung vorhanden und richtet sich die Verschleppung gegen West, so wird gegen West ein Sporn aufgebaut, der unter

Anschluss an den nächsten Fixpunkt zur Nehrung wird. Untergeordnete Umstände aber vermögen die Richtung der Verschleppung um ein Geringes zu verändern. Dann entsteht ein neuer Sporn, endlich mit der Zeit eine neue Nehrung, durch eine Lagune oder einen Sumpf von der älteren, nur landeinwärts gelegenen Nehrung getrennt. Man behauptet, dass sogar eine grössere Baumgruppe unter besonderen Umständen hinreichen mag, eine solche Ablenkung zu bewirken; sehr entscheidend ist die Verlegung einer Flussmündung im Delta, da die Neubildung an der neuen Quelle herbeigeführter Sedimente beginnt. Langsam vollziehen sich solche Vorgänge in der Natur; wenn daher in der Nähe einer Flussmündung wiederholte Nehrungen hinter einander sichtbar sind, getrennt durch Lagunen, und wenn diese Lagunen keine andere als die aus allmäliger Verlandung hervorgehende Veränderung zeigen, d. i. wenn die ganze Serie von Nehrungen auf derselben wagrechten Grundfläche steht, so geht hieraus mit Bestimmtheit hervor, dass seit dem Baue der ältesten, d. i. am weitesten landeinwärts liegenden Nehrung keine wesentliche Aenderung in der Höhe des Strandes eingetreten sein kann.

Bei Aigues-Mortes sind hintereinander vier ‚Cordons littoraux‘ oder Nehrungen vorhanden; gegen Westen vereinigen sie sich zu einer einzigen Zunge. Zwischen ihnen liegen Wasserflächen. Die Stadt befindet sich zwischen der zweiten und dritten Linie. Der Grau Louis, an welchem die Einschiffung der Kreuzfahrer erfolgte, liegt selbstverständlich an der Aussenseite der vierten äusseren Nehrung, und diese, die jüngste in der Reihe, befand sich vor sechs Jahrhunderten bereits in dem heutigen Zustande. Seitdem man im saec. XV den Petit-Rhône aus der Nähe von Aigues-Mortes gegen Osten abgelenkt und demselben eine neue Mündung gegeben hat, bildet sich von dort aus ein neuer Sporn, der Beginn einer neuen Nehrung, die Terre-Neuve, und Martins berechnet, dass derselbe, wenn nicht Stürme zerstörend eingreifen, bei dem heutigen Maasse des Fortschreitens in achtzehn Jahrhunderten als eine fünfte Nehrung die gegen Montpellier gerichtete Zunge O. von Aigues-Mortes erreichen würde.

Die vier Nehrungen bei Aigues-Mortes liegen auf so übereinstimmender Grundlage, dass im J. 1840 bei Hochwasser der

Rhônefluss zwischen alle vier Linien eintrat, die Niederungen überfluthete und die Wälle von Aigues-Mortes bespülte, so dass man die Thore schloss und grössere Fahrzeuge aus dem Rhôneflusse vor die Stadt gelangen konnten.[20]

Bei dieser Ausdehnung und Gleichartigkeit des Aufbaues sind die Nehrungen im Westen der Rhônemündung ein Beweis für die seit langer Zeit andauernde Stetigkeit der Höhe der Strandlinie. Dies hat auch Martins mit vollem Rechte gefolgert. Nur ganz unbeträchtliche, ganz gleichartige und sich compensirende Oscillationen sind überhaupt mit diesem Zustande der Dinge vereinbar; aber auch solche Oscillationen sind hier nicht erkennbar.

An der Stirne und im Osten des Delta vollzieht sich der Ausbau der Umrisse des festen Landes keineswegs so regelmässig; an einer Stelle dringt das Land vor, an einer andern reisst das Meer grössere Mengen weg, als der Strom herbeiträgt, und dort weicht der Umriss zurück. So kommt es, dass zwei unter Ludwig XIV. errichtete Schanzen heute im Meere, in einiger Entfernung vom Ufer sich befinden.

Die Stetigkeit der westitalienischen Nehrungen, die Lage römischer Strassen auf denselben, die heute andauernde Dienstfähigkeit des alten Emissars unter dem Felsen von Cosa, sowie die Vorkommnisse von Puzzuoli sind bereits erwähnt worden.

Das ganze westliche Mittelmeer gibt keinen Anhaltspunkt, um Bewegungen der Strandlinie in historischer Zeit nachzuweisen; einzelne Vorkommnisse, wie die wiederholten Nehrungen von Aigues-Mortes, weisen mit Bestimmtheit auf sehr lang andauernde Ruhe.

4. Venedig. Die hervorragende Bedeutung, welche Manfredi und Frisi für die Beurtheilung der Bewegung der Strandlinie erlangten, fordert eine Erwähnung der Erscheinungen in Venedig.

Sehr genau beobachtet und lehrreich sind die Vorgänge in dem Gebiete der Mündungen des Po. Schon seit dem 16. Jahrhunderte gibt es Berichte von Aenderungen der Strandlinie. Am Schlusse des vergangenen Jahrhunderts behauptete Zendrini mit grosser Entschiedenheit, dass das Meer in Venedig ansteige; Luciani, Issel und Kovatsch haben in neuerer Zeit die hierauf bezüglichen Thatsachen gesammelt.[21] Es ist aber auch hier nothwendig, die Lage

der Dinge im Ganzen zu überblicken, um nicht durch untergeordnete Vorkommnisse irregeführt zu werden.

Der Po trägt heute seine schlammigen Sinkstoffe über die Linie des äusseren Lido hinaus und führt einen Aufbau im offenen Meere. N. von diesem hauptsächlichen Theile des Delta liegt das Lagunenfeld von Venedig und S. davon jenes von Comacchio. Neben dem Po münden aber hier noch andere bedeutende Flüsse, wie die Etsch und Brenta. Diese Flüsse haben in ihrem Unterlaufe Veränderungen erfahren, welche nicht ohne Einfluss auf den Bau des Schwemmlandes geblieben sind. Der Po sandte zur Zeit der Römer einen beträchtlichen Theil seiner Wassermenge gegen SO., durch den heute verlandeten Unterlauf des Reno in der Richtung gegen Ravenna. Erst viel später, insbesondere seit im Jahre 1150 der Po bei Ficarolo oberhalb Ferrara sich ein neues Bett gebahnt und seit man im Jahre 1526 begonnen hatte, den Reno oberhalb Ferrara in den Po zu führen, vereinigten sich mehr und mehr die Wässer dieses Flusses in dem Gebiete seiner heutigen Mündungen, während früher ein grosser Theil seiner Sinkstoffe in die Lagunen von Comacchio geführt worden war. — Die Etsch hat ihr Bett oft, und zwar zumeist in südlicher Richtung verlegt. — Die Mündung der Brenta ist durch künstliche Arbeiten gegen Süden gerückt worden.

Man sieht aber z. B. auf den von Reyer veröffentlichten Uebersichtskärtchen deutlich, dass drei Nehrungen von den Lagunen von Comacchio nebeneinander quer durch das Delta des Po bis zu den Lagunen von Venedig sich erstrecken, und so flach ist alles Land zwischen diesen drei Linien, dass Po und Etsch quer auf die Richtung derselben, alte Pforten benützend, ihren Unterlauf zu verlegen im Stande waren.[22] Von diesen drei Nehrungen ist, wie bei Aigues-Mortes, die innerste, d. i. westlichste, als die älteste anzusehen, und seit ihrer Entstehung kann eine wesentliche Verschiebung der Strandlinie in diesem ganzen Gebiete nicht eingetreten sein. Diese reicht aber weit über alle geschichtliche Ueberlieferung zurück.

Wenn nun trotzdem in Venedig eine fortwährende Senkung des Bodens gemeldet wird, hat man die Ursache für dieselbe in den örtlichen Verhältnissen zu suchen. Collegno hat vor Jahren erklärt,

dass es sich nur um ein Zusammensitzen der Alluvien handle. Die Senkung in der Nähe der Mündung des Sile, durch welche zwischen dem 11. und 16. Jahrhundert allmälig die wohlhabende Ortschaft Cà di Riva sammt ihrer fruchtbaren Umgebung verloren gegangen ist, muss wohl als eine, wenn auch ausgedehnte, doch örtlich umgrenzte Depression dieses Schwemmlandes angesehen werden. In ähnlicher Weise ist unweit davon und vielleicht nur in weiterer Ausdehnung derselben Depression die einstens bedeutende Stadt Torcello nach und nach versumpft und in Verfall gerathen. Die Angabe bei Kovatsch, dass gegenwärtig in der Krypta der dortigen Hauptkirche eine Süsswasserquelle hervortritt, deutet auf den Fortbestand der Bewegung. Ebenso wird man das weite Becken der Mille Campi in der Nähe der heutigen Mündung der Brenta, welches seit dem Anfange des 17. Jahrhunderts entstanden ist und heute 4—6 Fuss Wasser hält, als eine örtliche Senkung ansehen müssen. Luciani ist der Meinung, dass allerdings in vielen Fällen, insbesondere dort, wo ungleichmässige Senkung der Gebäude in der Stadt sichtbar ist, wie z. B. bei den Thürmen von S. Giorgio dei Greci und von S. Stefano, örtliche Ursachen vorliegen, dass aber ausser diesen eine allgemeine Veränderung der Strandlinie bemerkbar sei, und beruft sich auf Erscheinungen an felsigen Küsten der nördlichen Adria. Reyer meint, wie Collegno, dass ein anhaltendes Zusammensitzen der Alluvien stattfinde, und möchte glauben, dass dabei die ganzen Alluvialmassen langsam im Laufe der Zeit gegen die Meerestiefen vorrücken.

Wie beweglich der Untergrund der Stadt sei, haben die artesischen Brunnen erwiesen. Nachdem in früheren Jahren vergebliche Versuche gemacht worden waren, tiefere Bohrungen in das schwimmende Gebirge niederzustossen, führte Degousée in den Jahren 1846 bis 1849 zahlreiche Bohrungen aus, welche bis 120 M. reichten. Das erreichte Wasser erhob sich über die Höhe der Strassen und war von vegetabilischen Stoffen und häufig von grossen Mengen brennbarer Gase begleitet, welche offenbar aus der Zersetzung dieser vegetabilischen Stoffe hervorgegangen sind. Im Laufe der letzten Jahrzehnte aber haben alle diese Brunnen ihre Lieferung eingestellt oder doch sehr vermindert, und man vermuthet die Ursache in unterirdischen Bewegungen des Bodens.[23]

In einzelnen Fällen war die Erschrotung des Wassers von grösseren Ausbrüchen begleitet; F. v. Hauer berichtet von einem solchen Ausbruche, der am 11. April 1866 in der Nähe von San Agnese eintrat. Die Bohrung war in etwa 50 M. Tiefe angelangt, als ein Strahl von Schlamm, Sand und Torf mehr als 40 M. hoch emporschoss, die Dächer der umliegenden Häuser überdeckend und die nächstliegenden Strassen in das Bett eines Schlammstromes verwandelnd. Der Ausbruch hielt mit intermittirender Stärke durch mehrere Stunden an; der Boden senkte sich ringsum und die benachbarten Häuser mussten von ihren Einwohnern geräumt werden.[24]

Die Geschichte Venedigs erzählt von manchen Ereignissen, welche durch die eigenthümliche Beschaffenheit des Untergrundes veranlasst worden sind. Im Jahre 1105 wurde Malamocco von einer Hochfluth des Meeres, wie es scheint während eines Erdbebens, überfluthet und blieb nach der Hochfluth versenkt, so dass die Stadt unbewohnbar wurde. Das Bisthum wurde nach Malamocco, das Kloster S. Cipriano nach Murano verlegt, und im Jahre 1110 beschloss der Doge Ordelafo Faliero, dieselbe an einem vor dem Meere besser geschützten Orte wieder aufzurichten.[25] Das Jahr 1117 war in Oberitalien durch anhaltende und überaus heftige Erschütterungen der Erde ausgezeichnet. Verona und Parma wurden beschädigt, der Dom von Cremona gestürzt und Tausende von Menschen verloren das Leben;[26] am 13. Januar dieses Jahres, bei einem Erdstosse, der an anderen Orten sehr heftig, in Venedig jedoch geringer war, öffnete sich der Boden; schweflige Wässer traten hervor; aus diesen wurde die Kirche des S. Hermagoras in Brand gesetzt und brannte nieder.[27]

Es ist überflüssig, die Beispiele zu vermehren, welche zeigen, in wie hohem Grade dieses Schwemmland mit Wasser und mit brennbaren Gasen geschwängert ist. Auf solchem Lande ist eine Stetigkeit der Strandlinie gar nicht zu erwarten, und man hat vielmehr Grund, zu staunen, dass sein Rücken durch so viele Jahrhunderte die grosse Belastung mit Gebäuden verhältnissmässig ruhig getragen und dadurch gestattet hat, dass an dieser Stelle eine so glänzende Stätte menschlicher Cultur erblühe.

Es soll aber nicht geläugnet werden, dass daneben einzelne Spuren bestehen, welche in der That auf eine, allerdings geringe,

aber gleichförmige, positive Bewegung der Strandlinie deuten. Die wichtigsten beziehen sich auf unbedeutende Veränderungen, welche an dem Fusse des Dogenpalastes sichtbar sein sollen, über deren Ausmass jedoch abweichende Angaben vorliegen. Nun kann es aber keinem Zweifel unterliegen, dass die wiederholte Verlegung der Flussläufe und ihr stetiges Vortreten gegen das Meer solche örtliche Veränderungen des Wasserspiegels herbeiführen müssen. Jede Ablenkung der Flüsse aus den Lagunen gegen Süd und auch jede Verbesserung an den Einfahrten, wie z. B. in diesem Jahrhundert bei Malamocco, mussten eine Annäherung des Wasserspiegels an jenen des adriatischen Meeres herbeiführen, also eine geringe negative Verschiebung, und jede Vernachlässigung dieser Arbeiten musste eine geringe positive Verschiebung zur Folge haben. Wenn man wirklich genaue, durch Jahrhunderte reichende Ermittlungen des jeweiligen wahren Mittelwassers der Lagunen besitzen würde, so würden diese Arbeiten sicher in denselben Ausdruck finden.

Auch Ravenna ist auf Pfählen erbaut, und was von diesem Orte in Bezug auf das Vorkommen von Theilen des Fussbodens alter Gebäude unter Mittelwasser gemeldet wird, findet wohl ähnliche Erklärung wie die Erscheinungen in Venedig.[28]

Für das ganze Gebiet gilt also folgendes Ergebniss: Theile des Schwemmlandes gleiten zuweilen; die Lagunen enthalten zuweilen etwas mehr oder etwas weniger Wasser, aber die Lage der alten Nehrungen beweist, dass diese Oscillationen sich nicht summiren, sondern dass im Gegentheile seit sehr langer Zeit keine wesentliche Veränderung eingetreten ist.

5. Die dinarisch-taurischen Küsten des Mittelmeeres. Während das ganze W. Mittelmeer von der kleinen Syrte bis Gibraltar innerhalb eines der eurasiatischen Bogen liegt, theilt sich der Osten in zwei Hälften, deren nördliche dem dinarisch-taurischen Bogen zufällt, während die südliche dem Nordrande der Wüstentafel angehört. Die nördliche Hälfte ist somit nach pacifischem, die südliche nach atlantischem Typus gebaut; der nördlichen gehört Creta und Cypern, der südlichen, welche das Vorland ist, gehört Malta an, und beide Hälften verhalten sich zu einander wie der caraibische zum mexicanischen Golf. In Amerika ist aber

der nördliche Theil das Vorland, und die Lage der Mündungen des Mississippi, nämlich des Abflusses der Tafel, entspricht der Lage der Nilmündungen.

Aus dem Vergleiche zahlreicher Seebeben hat E. Rudolph gefunden, dass dieselben, sowie seismische und vulcanische Erscheinungen überhaupt, an den pacifisch gebauten Küsten weit häufiger sind als an den atlantisch gebauten, und dass dieser Umstand nicht nur Bestätigung finde an den Küsten der Oceane, sondern dass auch der dinarisch-taurische Theil des O. Mittelmeeres weit mehr Beunruhigung durch solche Ereignisse erfahre als sein Vorland, und ganz ebenso der Bogen der Antillen weit mehr als das Gebiet des mexicanischen Golfes.[29] Diese wichtige Erfahrung hat nur insoferne eine Einschränkung zu erleiden, als der den taurischen Ketten zunächst liegende Theil des Vorlandes nach den langen syrischen Brüchen bis über das todte Meer herab häufig gestört wird. Im Allgemeinen besteht aber in der That ein solcher Gegensatz, und er tritt am deutlichsten hervor in der Ruhe Aegyptens gegenüber den häufigen Erschütterungen des griechischen Archipels.

Es ist daher zweckmässig, diese beiden Gebiete zu scheiden, und soll zuerst das dinarisch-taurische Gebiet betrachtet werden, nämlich die Küsten und Inseln von Triest bis Antiochia.

Eine durch genaue Beobachtung und vorurtheilsfreie Schlussfolgerung mustergiltige, wenn auch ältere Arbeit über die Schwankungen des Strandes besitzen wir aus diesem Gebiete in Puillon de Boblaye's Untersuchungen der peloponnesischen Küsten; neben dieser gibt es zahlreiche Einzelarbeiten, und es wurden zwei wichtige zusammenhängende Strecken, nämlich der griechische Archipel von Cold und die lykische Küste von Tietze in neuerer Zeit nach dieser Richtung geschildert.[30]

An allen diesen Küsten sieht man die Flüsse Sediment herbeitragen, und grosse Flächen neuen Schwemmlandes werden gebildet. So ist es von der Mündung der Narenta bis zu dem schon zur Zeit der Römer verlandeten Hafen von Tarsus. Die Schriftsteller des Alterthums kannten diese Vorgänge sehr genau. ‚Es ist mir klar,' sagt Herodot (II, 10), ‚dass der Raum zwischen den Höhenzügen jenseits der Stadt Memphis zu irgend einer Zeit eine Meeres-

bucht gewesen ist, in der That gerade so, wie das Land um Troja und Teuthrania und Ephesus und die Ebene des Mäander, um Kleines mit Grossem zu vergleichen; denn keiner dieser Flüsse, deren Ablagerungen diese Landschaften gebildet haben, lässt sich nach der Grösse vergleichen auch nur mit einem der Arme des Nil, in deren fünf dieser Strom zertheilt ist. Aber es gibt Flüsse, welche, obwohl dem Nil an Grösse nicht gleich, doch grosse Werke vollbracht haben. Ich möchte sie nennen, und unter andern nicht als den geringsten den Achelous, welcher durch Akarnanien fliessend das Meer erreicht und welcher bereits die Hälfte der Echinadischen Inseln dem festen Lande angefügt hat.'

Thukydides, Strabo, Pausanias sprechen von der Landbildung durch den Achelous. Durch Jahrhunderte hat der Fluss fortgebaut, und so sind die weiten Lagunen von Missolunghi entstanden. Boblaye meint, dass die Strömung, welche durch den Golf von Lepanto kommt, der Anschwemmung bald eine Grenze setzen werde.

So wurden in ruhiger Verlandungsarbeit die Flächen an den Thermopylen vom Spercheios angeschüttet, und der Engpass hat aufgehört ein solcher zu sein;[31] so wurde der Hafen von Milet geschlossen und vor demselben die Insel Lade vom Mäander mit dem Festlande verbunden; so endlich sind durch die stetige Arbeit der Flüsse alle jene Verlandungen ausgeführt worden, welche die Südküste Kleinasiens zeigt, und welche hier einzeln anzuführen ich nicht für nöthig halte.

Vor nicht langer Zeit wurde die Ansicht aufgestellt, dass die grossen Delta-Bildungen an Stellen der Senkung des Landes stehen; das Auffinden von Torf oder Baumstämmen in grösserer Tiefe in den Deltas des Po, des Ganges und des Nil galt als Beweis. Da jedoch Delta-Ablagerungen bald durch den Aufbau von Dämmen, auf welchen der Strom fliesst, bald durch Uebermantelung fortgebaut werden, ist es selbstverständlich, dass solche Reste in grössere Tiefen gelangen können, ohne dass der Strand seine Höhenlage ändert. In neuerer Zeit sind im Gegentheile Deltas als Anzeichen der Hebung des Landes angesehen worden, allerdings ohne dass diese Ansicht ausreichend begründet worden wäre.[32] Ich gestehe, dass es mir schwer wäre, in diesen Verlandungen etwas Anderes zu sehen als den ungestörten Fortgang jener Erschei-

nungen, welche vor mehr als 23 Jahrhunderten Herodot gekannt, und welche vor bald 19 Jahrhunderten Strabo mit grossem Scharfsinne beobachtet und beschrieben hat. Sie mögen beschleunigt worden sein durch Entwaldung, aber sie sind weder ein Beweis positiver noch negativer Verschiebung des Strandes. Sie sind nur Anzeichen der Ruhe.

Man kennt an verschiedenen Orten junge Muschelbänke, welche von Topfscherben begleitet sind, wohl ohne Zweifel alte Küchenreste. Ferner sieht man in Griechenland in verschiedenen Höhen über dem Meere Löcher von Bohrmuscheln; auch in Kleinasien erscheinen solche bei Marmaridje, N. von Rhodus, in etwas mehr als + 10 M.[33] An Bauten werden derartige Bohrungen nicht erwähnt, und ich halte sie wie in Italien für Spuren von vorhistorischem Alter. Ich kenne mit Ausnahme der Vorkommnisse auf Creta überhaupt keinen Nachweis negativer Bewegung in dem dinarisch-taurischen Gebiete. Die vulcanischen Aufschüttungen bei Santorin kommen nicht in Betracht.

An zahlreichen Stellen der griechischen wie der kleinasiatischen Küste trifft man Bauten und Denkmäler, welche ganz oder zum Theile unter Wasser stehen. Man hat sie als ebenso viele Beweise positiver Bewegung angesehen, aber sie sind es nicht, und auch in diesem Falle findet man die Erklärung schon in den Schriften des Alterthums.

Als im Sommer des J. 426 v. Chr. ein verheerendes Erdbeben die Küsten des malischen Golfes (Busen von Zeituni) traf, löste sich das Schwemmland, auf welchem die Stadt Skarpheia erbaut war, von dem Rande des festen Gebirges und sank in das Meer. Im J. 373 v. Chr. trennte sich unter ähnlichen Erscheinungen das Uferland, auf welchem Helike stand, vom festen Gebirge und die Stadt versank mit der ganzen Bevölkerung im Meere. Neumann und Partsch haben die lehrreichen Darstellungen dieser Vorkommnisse aus dem Alterthum gesammelt. Aegion, in der Nähe des versunkenen Helike, wurde im J. 23 n. Chr., dann 1817 und 1861 von Erdbeben getroffen. Jul. Schmidt hat auf das Genaueste geschildert, wie während des Bebens vom 26. December 1861 die Masse der Alluvien in einer 13 Kilom. langen Spalte von dem älteren Gebirge sich abtrennte und gleitend in's Meer sank.[34]

So ist auch im Juli 1688 Smyrna und insbesondere das türkische Fort am Eingange des Hafens gesenkt worden, und so sanken im J. 1867 die Alluvien auf Mytilene bei dem Erdbeben ein.[35] Dieses ist, wie Boblaye richtig erkannte, die Geschichte all' jener Städte und Hafenbauten, deren Spuren unter dem Meere an den peloponnesischen Küsten sichtbar sind, so bei Epidaurus, in der Nähe des Cap Skili, in der Nähe von Nauplia und an anderen Orten. Es ist derselbe Vorgang, welcher bei den Erschütterungen des J. 1783 das Tertiärland von W. Calabrien in meilenlanger Spalte vom Aspromonte trennte, welcher damals die Hafenmauern von Messina, im J. 1755 den grossen Quai von Lissabon, im J. 1692 die Hafenbauten und Lagerhäuser von Port Royal auf Jamaica in das Meer sinken liess. Derartige Senkungen sind von vielen Umständen abhängig, von der Steilheit des festen unterirdischen Felshanges, an welchen das Schwemmland gelehnt ist, von der Beschaffenheit des Schwemmlandes, vom Grundwasser, von der Masse und Vertheilung der künstlichen Belastung durch Gebäude u. s. w., dann von der Richtung und Gewalt des Stosses. Es kann Senkung ziemlich weit vom Maximum des Stosses eintreten; es ist sogar denkbar, dass nicht der Stoss, sondern die vorübergehende Entlastung des untermeerischen Abhanges durch das Abziehen der seismischen Fluth auch dieselbe Wirkung erzeugt. Es kann solche Senkung lediglich durch Belastung entstehen; ohne jede Erderschütterung kann das Schwemmland zur Tiefe gehen, wie bei Zug in der Schweiz an einem Binnensee. Alle diese Vorkommnisse sind aber keine Dislocationen des Felsgerüstes der Erde, und sie haben keinen Zusammenhang mit Schwankungen der Strandlinie.

Die Spuren von Versenkungen an der Südküste Kleinasiens scheinen denselben Ursprung zu haben.

Das bekannteste Beispiel bietet die Bucht von Makri. Fellows beschreibt einen grossen Sarkophag, welcher dort im Wasser steht, und bemerkt, dass auf dem Sarkophage die täglich durch einen gleichmässigen Wechsel des Windes herbeigeführte Veränderung des Wasserstandes sichtbar ist, welche eine Zone von etwa 2 Fuss einnimmt. Ferner macht Fellows auf den Umstand aufmerksam, dass nicht nur eine der Seitenwände des Denkmales aufgebrochen ist, wie dies durch Schatzgräber an den meisten

dieser Monumente geschehen ist, sondern dass auch der sehr schwere Deckel verschoben ist, und aus diesem Umstande schliesst Fellows, dass ein Erdbeben die Veranlassung der Senkung sei. Von demselben Denkmale sagen dagegen Spratt und Forbes, es sei bis zum dritten Theile seiner Höhe von Seethieren angebohrt, anzeigend, dass der Boden, auf welchem es steht, noch um ein Beträchtliches tiefer gesenkt gewesen ist als heute, und dass derselbe sich heute wahrscheinlich erhebt. Diese Angabe würde daher Os-

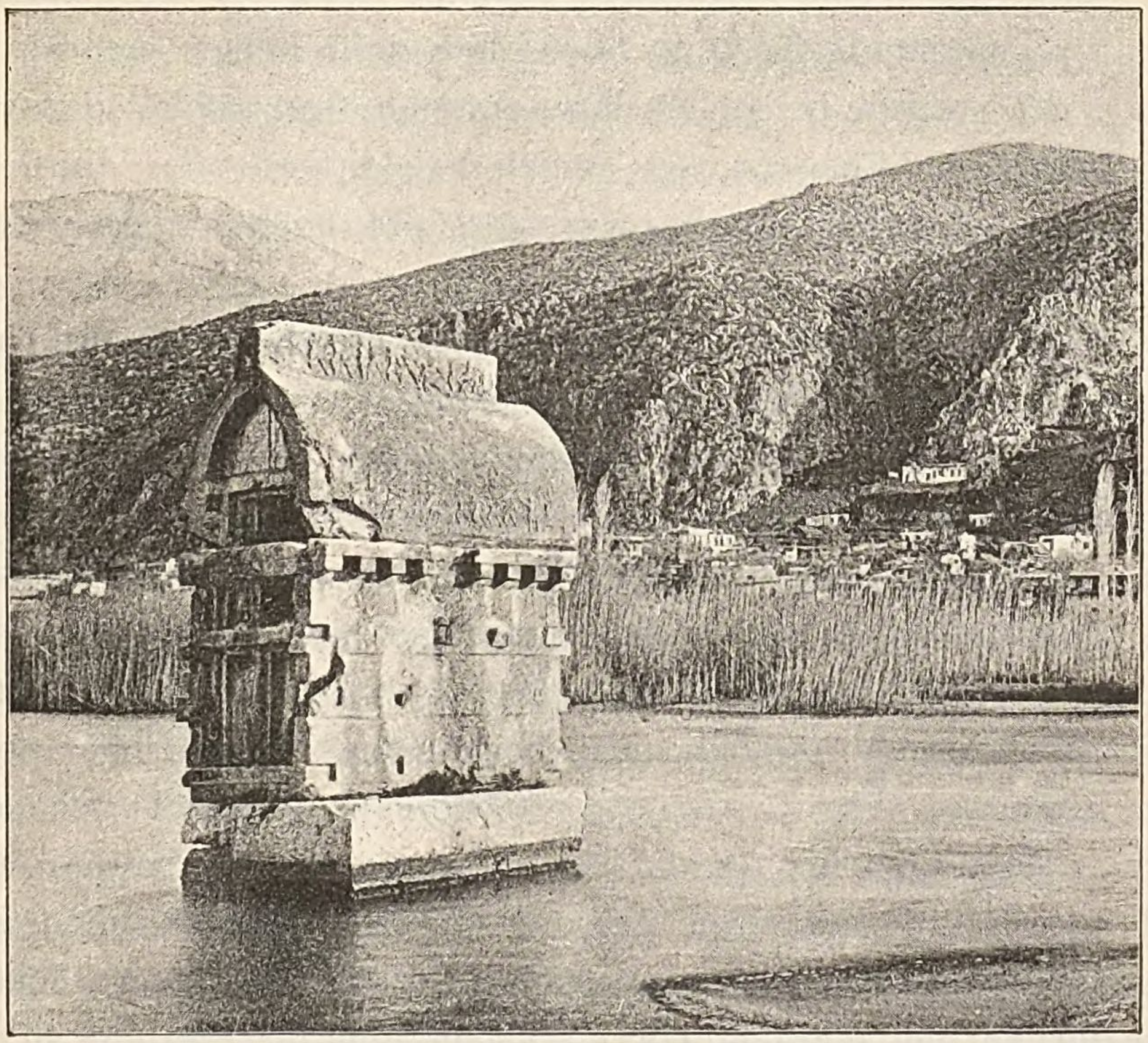


Fig. 41. Das Grabmal in der Bucht von Makri.
Nach einer von Hrn. F. v. Luschan freundlichst mitgetheilten Photographie.

cillation des Strandes andeuten. Aber Dr. F. v. Luschan hat den Sarkophag auf das Genaueste untersucht und hat die Güte gehabt, mir mitzutheilen, dass die von Fellows gegebene Darstellung die richtige ist, und dass er Bohrungen von Seethieren nicht fand. Demnach glaube ich auch diesen Fall den gesenkten Bauten der hellenischen Küsten anreihen zu sollen.[36]

In der letzten Uebersicht derartiger Vorkommnisse an der lykischen Küste führt Luschan folgende Fälle an: den eben

erwähnten Sarkophag von Makri, einen Sarkophag, welcher bei Kekowa im Wasser steht, dann den versenkten Strandweg an der Klimax und überschwemmte Fundamente in Sandschakly und um Kekowa, sowohl bei Tristomo als auf der Kekowa-Insel. Die Angaben über negative Bewegung oder Hebung des Bodens werden nicht bestätigt.[37]

In Bezug auf den Strandweg an der Klimax sagt Luschan, es sei anzunehmen, dass man zur Zeit Alexanders bei günstigem Winde hier längs der Küste marschiren konnte; heute sei dies unmöglich; zweimal steigt der Weg hoch über steile Felsen empor. Im Januar 1885 wurde bei tiefem Wasserstande festgestellt, ‚dass der Sandboden am Fusse dieser steilen Felsklippen, der einst als Strandweg zeitweilig gangbar war, jetzt 4 M. hoch vom Meere bedeckt ist'.

Alle diese positiven Vorkommnisse gleichen den örtlichen rhapsodischen Senkungen an den griechischen Küsten.

Benndorf und Niemann erwähnen noch an einigen anderen Punkten versenkte Mauern, ferner kastenartige grosse Vertiefungen, eingearbeitet in das felsige Ufer um Kekowa und an der Jali-Bay ‚unmittelbar über dem Wasserspiegel und unter ihn hinabreichend', welche für Steinbruchstellen gehalten werden.[38] Tietze theilt diese Ansicht und hält diese Vorkommnisse für Zeichen positiver Bewegung. Der Zweck dieser Arbeiten ist aber nicht bekannt; auch in Aegypten bei Alexandrien sieht man in dem verhärteten Kalksandstein der äusseren Nehrung des Nils solche kastenartige Vertiefungen, welche nicht unbeträchtlich unter das Meer reichen, aber dort hat eine beträchtlichere Verschiebung des Strandes sicher nicht stattgefunden.

Die mir zu Gebote stehenden Erfahrungen über die griechischen und kleinasiatischen Küsten lassen demnach keinerlei Verschiebung der Strandlinie in der historischen Zeit mit Bestimmtheit erkennen. Die positiven Vorkommnisse sind wahrscheinlich durchwegs örtliche, zu verschiedenen Zeiten vorgekommene Senkungen des an den Felsen geschmiegten Schwemmlandes, und negative Anzeichen aus der historischen Zeit sind überhaupt nicht vorhanden.

Dagegen fehlt es nicht an deutlichen Spuren sehr lange andauernder Ruhe. Diese Spuren bestehen aus einer Abrasionsfläche

und einer Linie von Strandhöhlen, welche sich an vielen Orten, namentlich im Peloponnes im heutigen Strande zeigen.

Der Ufergürtel, welcher dem Einflusse der Brandung und der Gischt ausgesetzt ist, wurde von Boblaye in einer Weise beschrieben, welche bis heute unübertroffen ist.[39] Er wird als das Gebiet der ‚*Aura marina*' bezeichnet. Die Kennzeichen desselben treten am deutlichsten dort hervor, wo harter Kalkstein ein felsiges Ufer bildet, und an solchen Stellen lassen sich mehrere Zonen von verschiedener Farbe erkennen, welche wagrecht über einander folgen. Knapp über der Brandung liegt ein dunkles Band; Rauhigkeiten, Sprünge und Höhlen vermehren das dunkle Aussehen; der tiefste Theil ist von einem grünen Ueberzuge bedeckt. Ueber diesem Bande folgt nackter Fels von blendendweisser, wohl auch röthlicher oder gelber Farbe, über diesem eine graue Zone; die Vegetation zeigt hier die ersten grünen Flecken; endlich beginnt über den höchsten Wirkungen der Brandung, welche selten 35 bis 40 M. übersteigen, die zusammenhängende Pflanzendecke des Landes. Die engere Zone der Fluth aber, welche unter diesen Farbenbändern liegt, ist in das Ufer eingekerbt. Ihre Breite erstreckt sich einige Meter über und unter Mittelwasser. Ihr überfluthetег Theil zeigt eine vorliegende Abrasionsstufe, welche mit sehr geringem Gefälle vom Ufer her sich neigt und dann plötzlich zu grösserer Tiefe absinkt. Im harten Kalkstein erreicht sie kaum die Breite von 4 bis 5 M., aber z. B. bei Marathonisi sind die tertiären Lagen soweit zurückgewaschen, dass eine steile Uferklippe von 60 M. Höhe vorhanden ist und man von dieser mehr als 200 M. weit in das Meer gehen kann, ohne den Boden unter den Füssen zu verlieren; so ist es auch bei Aegina und insbesondere bei Modon, wo jenseits 300 M. vom Ufer der Meeresgrund rasch zu grosser Tiefe absinkt. Wo, wie bei Nauplia, das Ufer aus Breccien oder Conglomeraten besteht, kann die Brandung bis auf 8 oder 10 M. weit dasselbe unterspülen. So entstehen Hohlkehlen, überhängende Ufer und Reihen von Strandhöhlen.

An der Brandungszone des Cap Grosso, zwischen dem Messenischen und dem Lakonischen Busen, befindet sich eine Linie von grossen und kleinen Strandhöhlen, welche sich zu einer fast ununterbrochenen Hohlkehle vereinigen und in welche die Brandung

mit einem Brausen eindringt, das entferntem Donner gleicht. Es ist das Vorgebirge, welches schon im Alterthume Thyrides oder die Uferthüren genannt wurde.[40] Solche Höhlen sind auch auf Cap Matapan, auf der Felseninsel vor dem Hafen von Navarin und an anderen Orten vorhanden. Diese Strandhöhlen sind verschieden von jenen, welche durch Sickerwasser in demselben Kalkstein gebildet werden; sie sind nie in Stockwerke getheilt, doch können sie je nach dem Vorhandensein von Klüften eine nicht unbeträchtliche Länge erreichen; ihre Tiefe unter dem Wasser ist stets gering. Bei solchen Umständen muss lange Stetigkeit der Strandlinie angenommen werden.

In Kleinasien wiederholen sich diese Erscheinungen. Scherzer bemerkt, dass in den Buchten von Agrilia, Sika und Kalamaki an der Südseite der Halbinsel von Tschesme, ausserhalb der Bucht von Smyrna ‚die Uferfelsen von den spielenden Wellen mehrere Fuss tief eingefressen sind, so dass einzelne freiliegende Blöcke wie mit Kopf und Hals erscheinen und einen Beweis für die mehrtausendjährige Unverändertheit des Niveaus liefern.[41] Herr Bukowsky, welcher bei der Untersuchung der Insel Rhodos der Strandlinie besondere Aufmerksamkeit geschenkt hat, theilt mir mit, dass er nirgends Anzeichen einer Veränderung in der historischen Zeit, wohl aber streckenweise die Hohlkehle in Mittelwasser angetroffen hat. Prof. Benndorf macht mich darauf aufmerksam, dass vielleicht sogar bei Sura, NO. von Kekowa, die Lagune, wenn auch in verlandetem Zustande, noch vorhanden ist, an welcher das Fischorakel des Apollon Surios statthatte. Die von Artemidor und Plinius erwähnte Quelle ist heute noch in der Nähe der Tempelruinen sichtbar; sie floss in ein Lagunenbecken, ‚in dem das Phänomen zuströmender Seefische zu Orakelzwecken benutzt wurde wie sonst in Lagunen zu Fischfang, indem man die Nehrung durchsticht‘.[42]

Verfolgt man nun auf der Karte die Senkung der Alluvien auf Mytilene im J. 1867, die Senkung bei Smyrna im J. 1688, die Hohlkehle der Brandung an der Südseite der Halbinsel von Tschesme, die über + 10 M. liegenden Bohrlöcher bei Mermeridje, die Hohlkehle in der Brandung auf Rhodos, endlich den überflutheten Fuss des Sarkophages von Makri, so zeigt sich nach der Lage

dieser Punkte recht deutlich, wie vermeintliche positive und negative Spuren dicht und abwechselnd gereiht sind. Nur die Bohrlöcher bei Mermeridje können als ein wahres Zeichen veränderter Höhe der Strandlinie gelten, diese aber müssen einer weit vor der historischen Zeit liegenden Epoche angehören; innerhalb der historischen Zeit ist gar keine positive oder negative Veränderung nachgewiesen, sondern es weist vielmehr die Beschaffenheit des Strandes hier wie in Griechenland auf lange Ruhe.

Wiebel meint, dass das Vorkommen von alten Bauten unter dem Meere in der Bucht von Samos durch ein Nachsinken des Strandes in Folge heftiger Erdstösse erklärt werden könne, und

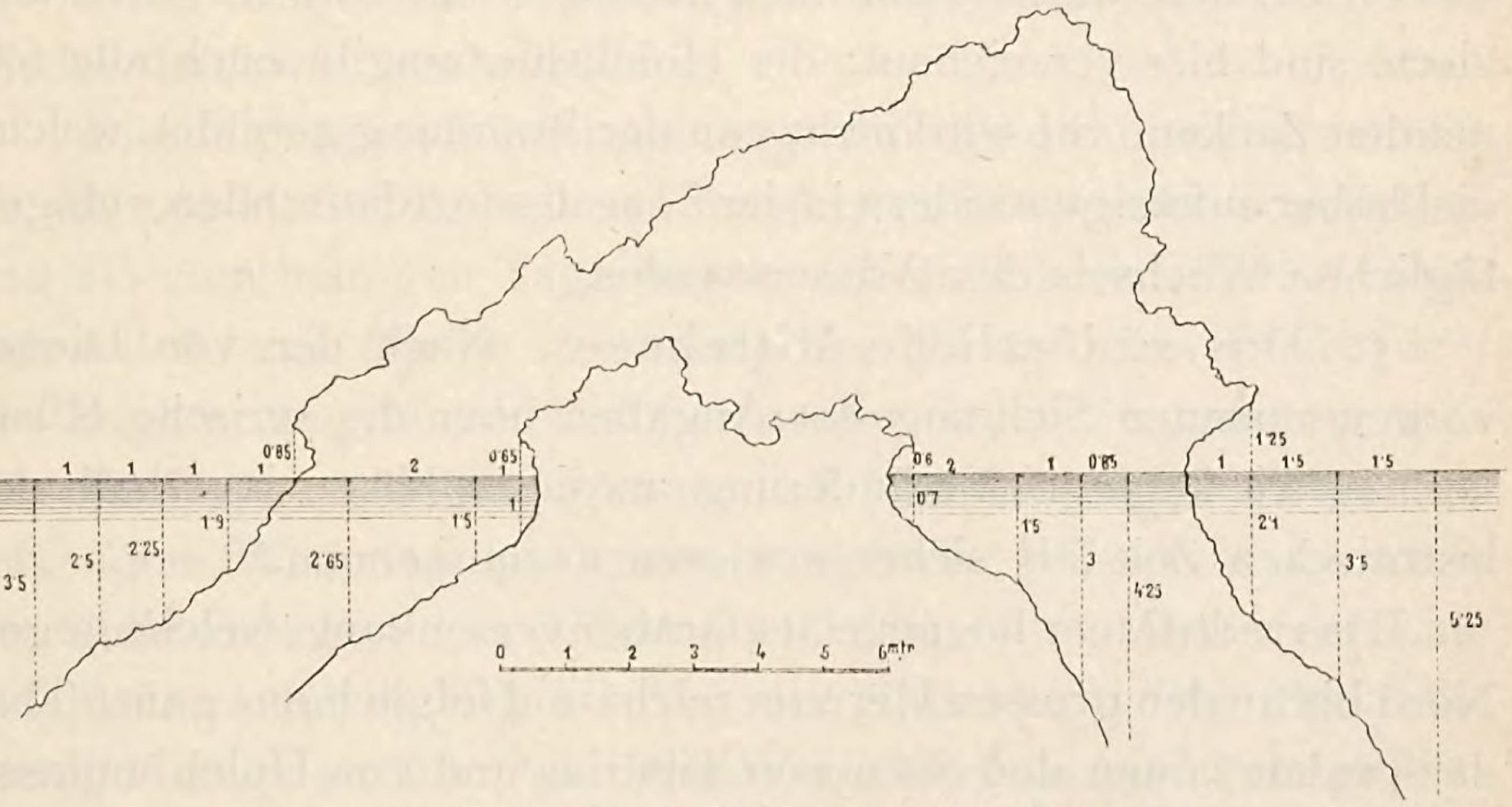


Fig. 42. Der dritte und vierte Zacken der Pettini di Ragusa.
(Nach der vom k. k. Schiffsfähnrich Hrn. v. Milić ausgeführten Vermessung.)

beschreibt die kephalonischen Strandhöhlen, in welchen ähnliche Lichterscheinungen sich zeigen wie in der blauen Grotte von Capri. ‚Alle diese Höhlen, insoferne deren Sohle unter oder nur wenig über dem Meeresspiegel liegt, sind gewiss nur Folge der Wellenwirkung.‘[43]

Es würde nur eine Reihe von Wiederholungen sein, wollte ich alle die einzelnen Fälle anführen, in welchen namentlich an den dalmatinischen Küsten überfluthete Reste von Mauern und Mosaikböden, welche unter dem Meeresniveau liegen, als Beweise positiver Bewegung angeführt worden sind.[44] Dalmatien ist häufig von heftigen Erdbeben getroffen worden, von welchen nur jenes von Ragusa vom 6. April 1667 genannt sein mag.[45] Bei diesen Er-

schütterungen wurde das Schwemmland am Ufer zusammengerüttelt und streckenweise gesenkt wie in Griechenland und Kleinasien.

Officiere der kais. Marine haben mich darauf aufmerksam gemacht, dass auch an der dalmatinischen Küste streckenweise eine tiefe Hohlkehle in der Höhe des Mittelwassers in den Kalkfels geschnitten ist. Insbesondere verdanke ich den Herren k. k. Schiffsfähnrichen Fuchs und v. Milić die genauere Kenntniss der Pettini di Ragusa (Fig. 42). Ein in der Nähe von Ragusa in das Meer vorspringender Felsrücken ist kammförmig in Zacken zerhackt; der erste Zacken ist im Mittelwasser abgeschnitten und ragt bis — 0·1 M.; der zweite reicht auch nur bis — 0·1 M.; der dritte und vierte sind hier verzeichnet; die Hohlkehle umgibt auch alle folgenden Zacken. Sie wird nicht von der Brandung gebildet, welche viel höher aufsteigt, sondern in der Zone des fortdauernden, ruhigen täglichen Wechsels des Wasserstandes.

6. Das südöstliche Mittelmeer. Nach der von Diener vorgenommenen Sichtung der Angaben über die syrische Küste vermag ich keinerlei Veränderung an dieser Küste innerhalb der historischen Zeit als sicher erwiesen anzuerkennen.[46]

Das todte Meer liegt in einer Grabenversenkung, welche gegen Nord bis an den grossen Hermon reicht und folglich das ganze Thal des Jordan sammt den Seen von Tiberias und von Huleh umfasst. (I, S. 475—495.) Durch Diener's wichtige Arbeiten haben wir ferner gelernt, dass N. vom grossen Hermon die Bekáa als ein zweiter, gegen NNO. streichender Graben sich dem Graben des Jordan anreiht, dass Libanon und Antilibanon Horste sind, und dass die grossen Brüche, welche massgebend sind für den Bau des Landes, östlich vom Antilibanon in Virgation auseinander treten.

Das todte Meer, dessen Wasserspiegel in — 392 M. liegt, ist an seinem Ostrande 400 M. tief, und der See von Tiberias in — 212 M. ist 250 M. tief. Rings um den See von Tiberias hat Lortet Terrassen angetroffen, welche bis in die heutige Höhe des Mittelmeeres heraufreichen und es war zu vermuthen, dass diese Terrassen das ganze Thal des Jordan sammt dem todten Meere umfassen. Nun hat Hull in der That an der S. Seite des todten Meeres Terrassen etwa bis zu der gleichen Höhe angetroffen und zugleich gezeigt,

dass die höchsten dieser südlichen Terrassen und die höheren Terrassen des Jordanthales lebende Arten von *Melania* und *Melanopsis* enthalten; ebenso hat Noetling in der Fortsetzung desselben Schwemmlandes an dem Südrande des Sees Tiberias lebende Arten von *Melania* angetroffen und solche sogar unter einem der vom Djolan herabkommenden Basaltströme entdeckt.[47]

Hull folgert aus seinen Wahrnehmungen mit Recht, dass vom See von Huleh südwärts bis in das Thal von Arabah durch eine Länge von mehr als 300 Kilom. ein einziger zusammenhängender Binnensee sich erstreckt haben muss. Noetling aber zeigt, dass zwischen dem Huleh und Tiberias in später Zeit Basalt vom Djolan her in den Graben sich ergossen hat, und dass dieser vom Jordan wieder durchwaschen worden ist.

Diesen grossen Binnensee mag man den Jordansee nennen. Er war 800 M. tief. An seinen Ufern lebten Süsswasser-Conchylien, und bis zum heutigen Tage haben sich im Tiberias Fische erhalten, welche zum Theile der Fauna des Nil und zum Theile jener des Euphrat angehören. Erst bei zunehmender Verdunstung wurden die Gyps- und Salzlager des Dj. Usdom ausgeschieden; bei sinkendem Wasserspiegel trennten sich die Wässer, entstand in der Tiefe zwischen dem Tiberias und dem todten Meere der Lauf des Jordan, und endlich blieb in der Nähe der tiefsten Stelle die heutige Lauge zurück. Auf diese Weise sind die horizontalen Terrassen und Strandlinien des alten Jordansees in einer meridionalen Erstreckung von fast 2½ Breitegraden erzeugt worden. Nicht tellurische Bewegung, sondern das Uebergewicht der Verdunstung ist die Ursache dieser Stufen. Alle bisherigen Erfahrungen weisen dahin, dass das Meer in diese Grabenversenkung niemals eingedrungen ist. Die Uebereinstimmung der höchsten Strandlinien des Jordansees mit dem Niveau des benachbarten Mittelmeeres ist heute allerdings nur annähernd festgestellt. Wenn eine solche Uebereinstimmung der Wasserstände durch einen Abfluss in das Mittelmeer veranlasst war, so wäre man berechtigt, zu vermuthen, dass die Höhe des Mittelmeeres seit der Bildung des grossen Grabens und durch die ganze Zeit der Abdampfung des Jordansees sich nicht wesentlich verändert hat. Hierüber sind aber nähere Beobachtungen abzuwarten.

Wir begeben uns nun in das Tafelland, welches sich zwischen dem todten Meere und dem Nil ausstreckt.

Es ist bereits erwähnt worden, dass Hull bei Suez die Spuren eines alten Strandes in beiläufig + 200 Fuss (60 M.) angetroffen hat, dass dieses Niveau sehr nahe übereinstimme mit der Höhe von + 64 M., welche Schweinfurth der oberen Zone von Pholadenlöchern an dem Mokattam bei Kairo beilegt, und dass Zittel 64 M. als die Höhe der Meeresablagerungen in der Nähe der Pyramiden von Ghizeh angibt. Diese übereinstimmenden Ziffern gehören jenem Meeresstrande an, bei welchem einzelne erythräische Arten in das Gebiet des heutigen Mittelmeeres herübertraten. (I, S. 489.) In der Nähe von Gaza erwähnt Hull Meeresablagerungen in 200 bis 220 Fuss (60—67 M.)[48] Ferner hat Schweinfurth in jüngster Zeit dieselben Ablagerungen in derselben Höhe von 60—70 M. bei Ssedment im Nilthale (29° 20′) angetroffen und dadurch das oft vermuthete Eindringen des Meeres in das Thal ausser Zweifel gesetzt.[49]

So ist ganz Unterägypten umgürtet von den Spuren eines Meeres, dessen Ablagerungen 60 bis 70 M. über den heutigen Spiegel des Mittelmeeres heraufreichen, und unterhalb dieser Spuren des alten Strandes breitet sich das Schwemmland des Nil aus, auf welchem der Mensch tiefer in die Vergangenheit seines eigenen Geschlechtes zurückzublicken vermag als an anderen Orten. Aber alle die ältesten Reste ägyptischer Cultur und vielleicht die noch weit älteren Ueberbleibsel der Steinzeit, welche in demselben Gebiete angetroffen worden sind, erweisen sich jünger als der weitaus grösste Theil des fluviatilen Schwemmlandes und folglich noch ganz unvergleichlich viel jünger als die Spuren des alten Meeres, und alle Jahrtausende menschlicher Geschichte geben keine Parallaxe der Zeit und keinen auch noch so entfernten Anhaltspunkt zur ziffermässigen Abgrenzung der Aeonen, während welcher die hydrographischen Verhältnisse dieses Landes bis zum heutigen Tage im Wesentlichen dieselben geblieben sind.

Diese sind aber sehr eigenthümlicher Art.

Westlich vom Nil und von dem bereits erwähnten Orte Ssedment, nur durch einen schmalen Rücken von dem Flussthale getrennt, liegt in der Wüste die Senkung des Fajûm. In ihrem NW.

Theile befindet sich der Birket-el-Qerûn, der Rest des alten Sees Möris. Sein Wasserspiegel war im April 1885 40 M. unter jenem des Mittelmeeres; er befindet sich jetzt in langsamem Ansteigen. Der Hauptort Medinet-el-Fajûm in der Nähe des alten Arsinoë (Krokodilopolis) liegt auf einer Stufe in + 23 M. Der schmale Rücken zwischen dem Nilthale und dem Fajûm war im Alterthume durchgraben worden, um Nilwasser aus dem weit oberhalb vom Hauptstrome abgezweigten Bahr Jûssuf (Josephscanal) in die Senkung zu führen. W. und SW. von Fajûm liegen noch weitere Gebiete der Wüste unter dem Niveau des Meeres; sie werden in neuerer Zeit unter dem Gesammtnamen Rajân bezeichnet; dies ist die Mittelregion der Senkung; sie erreicht — 19 bis — 20 M., und Cope Whitehouse sieht im Rajân die Lage des Möris, anstatt im Birket-el-Qerûn.[50]

El-Lahûn im Nilthale, wo der Bahr Jûssuf in das Fajûm abfliesst, liegt auf den Alluvien in etwa + 27 M. Wenig südlich davon sind, wie gesagt, bei Ssedment die Meeresablagerungen in + 60 bis + 70 M. vorhanden, aber Schweinfurth hat nicht gefunden, dass diese Meeresablagerungen irgendwo in das Fajûm oder das Rajân reichen, deren Umrandung von ziemlich flach gelagerten alt- und mitteltertiären Schichten gebildet zu sein scheint. Wir müssen also bis auf etwaige bessere Belehrung annehmen, dass diese beiden Senkungen sich ähnlich verhalten wie die Schotts W. von Gabes und wie das Gebiet des Jordan. Die alten Strandlinien reichen vom Mittelmeere her bis nahe an den Scheitel der Schwelle von Gabes, und doch fehlen jüngere Meeresspuren in den bis unter das heutige Meeresniveau herabsinkenden Schotts. Hieraus wurde ein sehr geringes Alter des Einbruches gefolgert. (I, S. 465.) Dieselbe Erscheinung trafen wir am Jordansee; nun wiederholt sie sich, so weit die Erfahrungen heute reichen, im Fajûm und im Rajân. Denn auch diese Senkungen können wohl nur als Einbrüche aufgefasst werden.

Im Rajân traf Schweinfurth keine jüngeren Meeres- oder Süsswasser-Sedimente; im Fajûm reicht aschgrauer Süsswasser-Mergel mit Melanien und Fischresten bis etwa 40 M. über den See, also annähernd in das Niveau des Mittelmeeres. Medinet-el-Fajûm aber steht auf einer Anhäufung des Schwemmlandes des Nil, welche

vom Bahr Jûssuf in die Senkung hereingetragen worden ist. Grosse alte Bauten scheinen im Laufe der letzten Jahrtausende unter dieser Anhäufung begraben worden zu sein. Der Bats, der nördliche der beiden Hauptarme, in welche der Bahr Jûssuf nach seinem Eintritte in das Fajûm gespalten ist, hat sich 17 M. tief in das eigene Schwemmland eingegraben.

Wir befinden uns an der Stelle eines der grossartigsten Werke, welche jemals von Menschenhand aufgeführt worden sind. Die allzu stark anschwellenden Hochwässer des Nil wurden vom Bahr Jûssuf durch den mit Schleussen versehenen Canal Menhy gegen Westen abgeführt und bildeten den See Möris; Unterägypten wurde vor Ueberfluthungen bewahrt und zugleich wurde ein Stück der Wüste in herrliches Gartenland verwandelt, welches noch Jahrtausende nach der Vollendung des Baues berühmt war wegen seiner Reben, seiner Rosen und Oliven. An dem Canale lagen die reich verzierten und ausgedehnten Baulichkeiten des Labyrinths mit ihren flachen, aus grossen Steintafeln gebildeten Dächern. Unweit von dem heutigen Medinet-el-Fajûm, wo die Ruinen von Arsinoë (Krokodilopolis) liegen, erhob sich auf einem vom See umspülten Raume das Heiligthum des Krokodilgottes Sebak; Krokodile und ein grosser Reichthum an Fischen belebten den See.

Man begreift und theilt die Bewunderung, mit welcher Herodot, Strabo, Diodor und Masûdi von diesen Bauten sprechen. Die ägyptischen Handschriften, welche Plejte von Neuem erläutert hat, zeigen uns den Canal Menhy in seiner Mitte der Länge nach getheilt. Auf einer Seite ziehen Fische hinein, auf der andern hinaus. Sie gehören alle derselben Art an, und Dr. Steindachner erkennt in der Zeichnung *Mormyrus cachive* Geoffr., welcher auch heute zu den häufigeren Fischen des Nil gehört. Ausserhalb der Fische, welche den Zug des Wassers bezeichnen, sieht man ein Band von Sumpfvögeln, ausserhalb dieser ein solches von Bäumen, und ausserhalb dieser waren zu beiden Seiten, auf einer zweiten Handschrift erkennbar, die 42 Heiligthümer gereiht, deren jedes einem der 42 Nomen von Ober- und Unterägypten entsprach, bis hinab zu dem XIX. Nomos von Pelusium an dem östlichen Ende des Delta, wo jetzt bei Port Saïd die Dampfschiffe aus dem Mittelmeere in den Canal von Suez treten. Eine dritte Handschrift

berichtet von der Herstellung des Sees; er war 52½ Kilom. lang und 5½ Kil. breit; sein heutiger Ueberrest ist der Birket-el-Qerûn.[51]

‚Die Wässer dieses Sees,' erzählt Herodot, ‚sind nicht das freiwillige Erzeugniss des Bodens, welcher in dieser Gegend besonders trocken ist; sie kommen vom Nil durch einen Canal und fliessen sechs Monate von dem Nil in den See und sechs Monate vom See in den Nil; während der sechs Monate, von dem Beginne des Abflusses an gerechnet, bringt der See dem königlichen Schatze von den Fischen täglich ein Talent in Silber; aber zu anderen Zeiten ist der tägliche Ertrag nur zwanzig Minae. Die Bewohner des Landes sagten mir auch, dass dieser See seine Wässer in die libysche Wüste entleert durch einen unterirdischen Canal, welcher westwärts gegen das Innere läuft, längs des Buges oberhalb Memphis . . .'[52] Die westliche Lage würde dem Rajân entsprechen.

Von dieser Art war das segenspendende Nationalheiligthum, mit welchem Amunemha III. aus der zwölften Dynastie, ‚der von Sebak Geliebte, der Herr der Insel der Schönheiten' sein Volk beschenkt hat. Die Hauptmerkmale desselben, nämlich die Herstellung oder Sicherung des Bahr Jûssuf, die Ableitung dieses Nilarmes gegen die Wüste und die Verehrung des Krokodils auf der Insel eines fischreichen Sees erkennt man ohne Schwierigkeit in den Ausdrücken des Propheten Ezechiel (29, 3—5) wieder, welche Dr. Ad. Beer die Güte gehabt hat, mir wortgetreu zu übertragen, wie folgt:

3. ‚Rede und sprich, so spricht der Herr, der Ewige: ich komme über dich, Pharao, König von Aegypten, du grosses Krokodil (Seethier), der in seinen Strömen liegt und spricht: Mein ist der Strom und ich habe ihn mir gemacht. 4. Und ich lege einen Ring in deine Kinnbacken und hänge die Fische deines Stromes an deinen Schuppenpanzer und ziehe dich aus deinem Strome und alle Fische deines Stromes, die an deinem Schuppenpanzer hangen. 5. Und ich überlasse dich der Wüste und alle Fische deines Meeres, und auf der Feldfläche sollst du liegen, nicht aufgenommen noch gesammelt . . .'

Diese Stelle vergleicht schon S. Hieronymus mit Jesaias 19, 5. 6: ‚*Et arescet aqua de mari, et fluvius desolabitur atque siccabitur et deficient flumina* . . .' und gelangt zu dem Schlusse, dass

hier nicht das offene Meer gemeint sei, sondern der See Mareotis.[53] Sie bezieht sich auf das grosse National-Werk der Aegypter am Möris, wie die Nennung des Krokodils (Seethieres), der Fische und insbesondere die Stelle zeigt: ‚*Mein ist der Strom und ich habe ihn mir gemacht.*‘

Als beiläufig im J. 23 v. Chr. Strabo diese Gegend besuchte, konnte er noch der Fütterung des heiligen Krokodils beiwohnen und rühmte er noch das treffliche Oel und die Fruchtbarkeit des arsinoitischen Nomos.[54] Heute ist die Fruchtbarkeit dahin, die Diener des Sebak sind verschwunden, aber der Bahr Jûssuf besteht noch und fliesst noch immer gegen die Tiefe der westlich gelegenen Wüste. Die 42 Nomen, welche damals ihre Heiligthümer in der Nähe des Kanals Menhy verehrten, umfassten alles Land bis an das Gestade des Mittelmeeres, und nirgends ist eine andere Veränderung bemerkbar als eine solche, die durch grössere Anhäufung von Nilschlamm oder durch herbeigetragenen Sand herbeigeführt wurde. Darum müssen wir annehmen, dass dieses Stück der Erdrinde stetig geblieben ist durch die ganze Zeit.

Das Niederland unter Memphis wurde gebildet, indem, wie heute am Mississippi, die Hauptarme des Stromes auf selbstgebauten Dämmen hinaustraten in die Meeresbucht. Während die Dämme weiter und weiter vorgeschoben wurden, verlandeten die inneren Zwischenräume, und so begann das Delta. Aber das Vorschieben der Dämme war nicht die einzige Arbeit. Das süsse Wasser, leichter als jenes des Meeres, breitete weithin im Meere einen sehr flachen Kegel von sandigem Schlamme aus, auf und in welchem die Dämme standen. Schon eine Tagereise vom Lande, sagt Herodot, bringt das Loth aus eilf Faden Tiefe den Schlamm herauf, denn so weit reicht die Alluvion.[55]

Auf diesem flachen Kegel landwärts heraufspülend, hat die Meereswoge den Sand aus dem Schlamme herausgewaschen und so die grossen bogenförmigen Nehrungen aus Sand und lockerem Sandstein aufgebaut, welche, von einer Mündung zur andern gespannt, dieselben mit einander verbinden und die grossen noch nicht verlandeten Lagunen vom Mariotis bis zum Menzaleh hinüber vom offenen Meere abtrennen. Im Westen bis an die Ruinen von Canopus und vielleicht bis auf die vorliegende Insel Nelson

ist der lose Sand zu Kalksandstein verhärtet. Es ist durch die Windströmungen eine leichte Bewegung gegen Ost vorherrschend; diese ist es, welche westlich vom Nil so hohen Salzgehalt möglich macht, und von welcher Spratt vermuthete, sie werde der Erhaltung des Canales von Suez Schwierigkeiten bereiten; aber bei der Anlage des Sporns vor dem Hafen von Port Said hat sich gezeigt, dass die Wirkung gering ist.[56] Nichtsdestoweniger hat dieselbe hingereicht, um im Laufe der Zeiten auch östlich vom Delta lange und schmale Nehrungen von dem sirbonischen See bis zu dem Berge Kasios und von diesem noch weiter gegen Osten aufzubauen.

Die Mündungen des Nil zeigen also einen ebenso verwickelten Bau wie jene so vieler anderer Ströme, und man hat auch hier die gegen das Meer vordringenden Aufschüttungen des Flusses zu unterscheiden von den sandigen Nehrungen mit bogenförmigem, quer auf die Flussdämme gerichtetem Verlaufe. Ausserordentlich lange Zeit war ohne Zweifel erforderlich, um diese Bauten der Natur aufzuführen, aber so weit uns auch menschliche Ueberlieferungen zurückführen mögen, treffen wir sie fertig an, beiläufig in der heutigen Lage.

Es ist richtig, dass man in der Nähe von Alexandrien das Meer hereintreten sieht in die in lockeren Sandstein des Ufers geschnittenen Gräber oder sonstigen Aushöhlungen, und es mag auch in der Nähe des Strandes sogar ein oder das andere Stück Strasse unter dem Niveau der Ebbe liegen. Fraas hat diese Spuren beschrieben.[57] Aber Alexandrien wurde vor 22 Jahrhunderten an der Stelle des älteren Rhacotis gegründet und die Umgebung war damals sicher eben so flach als später, wo Strabo die Stadt beschrieb, und als sie heute ist. Damals lag wie heute vor dem Hauptzuge der Nehrung die vielgenannte Insel Pharos, und heute noch erkennt man das Heptastadium, durch welches die Insel mit der Nehrung verbunden war. Es kann also diese positive Bewegung unmöglich im Laufe dieser langen Zeit sich zu irgend einem wesentlichen Betrage summirt haben. Gegen Nordosten, wo die Nehrung als ein Vorgebirge hervortritt und wo einstens Heracleum stand, gegen die canopische Mündung hin, landete Paris vor nahe 31 Jahrhunderten, und dort wurden ihm nach Herodot's Bericht Helena und die Schätze des Menelaos auf Befehl Ramses III. abgenommen.[58]

In die bolbitische Mündung sind unter Psammetich die Milesier mit 30 Schiffen eingefahren, und die Flotte Alexanders des Grossen ist durch den pelusischen Arm gegen Memphis gesegelt. Der Süsswassercanal ist vor Jahrtausenden sowie heute durch Wadi Tumilat und von dem Ende des Wadi in scharfer Beugung gegen das rothe Meer hin geflossen. Mag man nun die Werke von Brugsch, Schleiden oder der vielen anderen Forscher aufschlagen, welche das Flussnetz des Delta im Alterthume festzustellen versucht haben, immer wird man den Eindruck erhalten, dass die Grundzüge seiner Anlage dieselben sind, soweit menschliche Ueberlieferung reicht.[59] Es ist keinerlei merkbare Hebung, Wölbung oder sonstige Beirrung des Gefälles eingetreten.

Diese Stetigkeit bezieht sich aber nicht nur auf das Flussnetz. Es zeigt sich auch deutlich, dass die flache Gegend östlich von Pelusium und die Nehrung vor dem Lacus Sirbonis bis zum Casius (Râs el-Kasrûn) vor Jahrtausenden dieselbe Beschaffenheit hatte wie heute. Diese schmale Nehrung ist im Alterthume die Hauptverkehrslinie, ja, wie es scheint, überhaupt die einzige Strasse zwischen Syrien und Aegypten gewesen. Die Zeugnisse dafür sind zahlreich. Herodot beschreibt den Weg längs der Küste über den Casius als die einzige gangbare Strasse von Phönizien her, ‚und von dem See Sirbonis, in welchem der Sage nach Typhon verborgen liegt, beginnt Aegypten‘. Diodor und Strabo sind besonders ausführlich in der Beschreibung, und schon Polybius erwähnt die ‚Schlünde‘ (βάραθρα) am See Sirbonis. Diodor erzählt weiter, dass Artaxerxes auf seinem Zuge gegen Aegypten in diesen Schlünden einen Theil des Heeres verlor, weil er die Gegend nicht kannte, und Strabo berichtet, dass während seiner Anwesenheit in Alexandrien das Meer ausgetreten sei und die Gegend überschwemmt habe, ‚so dass der Berg Kasion eine Insel und der Weg an demselben vorbei nach Phönizien schiffbar war‘.[60]

Diese Schlünde sind aber, wie aus den vorliegenden Schilderungen zu entnehmen ist, Regionen von trügerischem Schwimmsand an dem in Versandung begriffenen See Sirbonis gewesen.

Es ist zu wiederholten Malen die Meinung geäussert worden, dass diese Strasse gegen Syrien es auch gewesen sei, auf welcher die Israeliten Aegypten verliessen. In neuerer Zeit ist Schleiden

für diese Meinung mit vielem Nachdrucke eingetreten.[61] Den wichtigsten Beleg hat jedoch Brugsch durch die Auffindung einer Schrift im Britischen Museum beigebracht, in welcher ein ägyptischer Beamter vor drei Jahrtausenden berichtet über die Verfolgung zweier diebischer Flüchtlinge, welche in der Richtung gegen Osten auf der syrischen Hauptstrasse über die Nehrung entflohen waren, und dabei dieselben Haltstellen nennt, welche in den Berichten der Israeliten angeführt sind.[62]

Hienach wäre der verfolgende Pharaon Meneptah in den ‚βάραθρα', in dem Schwimmsande der Schlünde des Sees Sirbonis untergegangen, in welchem das Heer des Artaxerxes Verlust erlitt. Die Angabe, dass das Meer als eine ‚Mauer', d. i. als ein schützender Wall zu beiden Seiten des Volkes gestanden, wäre dann so aufzufassen, dass die Israeliten auf der schmalen Nehrung, d. i. auf der Heerstrasse nach Syrien, trocken mitten durch das Meer gingen. Darum preist auch der Lobgesang (II Mos. 15, 1—21), welcher zu den ältesten Berichten zu zählen ist, in auffallender Weise nicht so sehr die Theilung des Meeres und den Durchgang wie ein Wunder, als den Untergang des Verfolgers.[63]

Vielleicht findet auch die vielgedeutete Stelle Jesaias 6, 15. 16 ihre richtige Erklärung, welche in Beer's Uebersetzung lautet:

15. ‚Und Gott wird abschneiden die Zunge des ägyptischen Meeres und wendet seine Hand gegen den Strom in der Heftigkeit seines Zornes und schlägt ihn in sieben Bäche, dass man mit Schuhen durchgehen kann.'

16. ‚Es wird eine gebahnte Strasse für den Rest seines Volkes, der übrig geblieben von Assur, sowie sie ward für Israel an dem Tage, als es heraufzog aus dem Lande Mizraim.'

Unter der Zunge des ägyptischen Meeres wäre dann die Nehrung zu verstehen, auf welcher die Strasse lief.[64]

Erinnern wir uns nun der Meinungsverschiedenheiten zwischen Spratt und Lesseps, welche der Herstellung des Suezcanales vorangingen und welche eine genauere Betrachtung der Bewegung des Sandes an diesen Ufern veranlasste. Die Erfahrung hat gelehrt, dass die seitliche Bewegung desselben eine geringe ist. Dennoch hatte sie in Verbindung mit der senkrecht auf das Ufer auf-

spülenden Woge schon vor Jahrtausenden die Nehrung vor dem Sirbonis aufgebaut, und diese steht heute noch und heute noch liegen als ein schützender Wall die Wässer zu beiden Seiten der alten Heerstrasse. Die geringe positive Veränderung bei Alexandrien erklärt sich aber leicht durch eine veränderte Vertheilung der Wassermenge in den Armen des Nil.

Die wagrechte Lage der Terrassen des Jordansees, das hohe Alter der Nehrungen, das unveränderte Gefälle der natürlichen und der künstlichen Abzweigungen des Nil gestatten nicht, innerhalb der historischen Zeit irgend eine wesentliche Veränderung in der Lage des festen Untergrundes in dem gesammten südöstlichen Theile der Mittelmeerländer anzunehmen.

7. Schluss. Es sind zahlreiche Spuren der Beständigkeit des Wasserspiegels im Mittelmeere während der letzten Jahrtausende vorhanden. Die Nehrung von Arabat im Asow'schen Meere und jene von Perekop, die ‚Rennbahn des Achilles', bestanden bereits vor zwei Jahrtausenden. Die Nehrung am Mons Casius ausserhalb des sirbonischen Sees ist aus noch weit älterer Zeit bekannt; über diese führte in der glänzendsten Zeit ägyptischer Geschichte die einzige Heeresstrasse gegen Osten; über diese Strasse sind höchstwahrscheinlich die Israeliten in die Wüste gezogen. Die Lagune bei Tunis zeigt auf unveränderte Höhe des Meeres seit sehr langer Zeit; ebenso und vielleicht für noch grössere Zeitläufte beweiskräftig ist die gleichförmige Höhe der Grundlage, auf welcher die wiederholten Nehrungen von Aigues-Mortes, W. von den Rhônemündungen aufgebaut sind. Auf den toscanischen Nehrungen liegen die Reste einer römischen Strasse; der alte Emissar von Cosa ist heute noch in Thätigkeit; der Po besitzt wiederholte Nehrungen in gleicher Höhe. An vielen Orten ist die Küste durch Hohlkehlen oder Strandhöhlen ausgezeichnet, welche vom Meere in seiner heutigen Höhe ausgearbeitet worden sind. Dort, wo man am weitesten in die historische Vergangenheit zurückzublicken vermag, in Aegypten, ist das Gefälle der Wasseradern und folglich auch die Wölbung des Landes so völlig unverändert geblieben, dass heute noch der Bahr Jûssuf auf der Linie des alten Canals Menhy gegen den Möris und ebenso der Süsswassercanal vom Nil durch das Thal der Sieben Brunnen fliesst.

Trotz dieser auffallenden Zeichen der Stetigkeit, unter welchen die Hohlkehlen an den felsigen Ufern kaum einem Beobachter entgehen konnten, hat man geglaubt, verschiedenartige Hebungen und Senkungen des Bodens annehmen zu sollen. Die Quellen des Irrthums sind von verschiedener Art und allerdings verführerisch gewesen. Zunächst sah man alte Strandlinien und Pholadenlöcher, und der Gedanke lag nahe, dass, was sich vor Zeiten ereignete, wohl in den heutigen Tagen leicht eine erkennbare Fortsetzung haben könne. Zweitens wusste man noch vor nicht vielen Jahren gar wenig von der Ausdehnung, welche Küchenreste erlangen können, und jede Muschelbank, welche zugleich Topfscherben enthielt, galt als ein sicherer Beweis junger Erhebung. Drittens hat man sogar den ruhigen Fortgang der Verlandung durch Flüsse als ein Zeichen der Erhebung des Landes betrachtet.

Daneben glaubte man Senkungen des Landes zu sehen. Wird das Schwemmland des Ufers durch einen Erdstoss gerüttelt, so löst es sich häufig vom Felsen und gleitet ins Meer; so sind viele Städte im Alterthume vom Meere verschlungen worden, und auch in unseren Tagen sind solche Ereignisse eingetreten, so im Jahre 1861 in Aigion unweit der Stelle, an welcher 22 Jahrhunderte früher die Stadt Helike ins Meer sank. Anstatt aus der Wiederholung gleichartiger Ereignisse auf die Stetigkeit der Verhältnisse zu schliessen, sind solche überfluthete Reste von Mauern, insbesondere von Hafenbauten, als Beweise einer Senkung der ganzen Lithosphäre angeführt worden. Ebenso sind geringe Aenderungen des Wasserstandes in den Lagunen von Venedig, bei Ravenna und bei Alexandrien als Zeichen der Senkung angesehen worden, obwohl hier, abgesehen von der Beweglichkeit des Schwemmlandes, die Zunahme der Wassermenge irgend eines Flussarmes wahrscheinlich zur Erklärung ausreicht.

So gelangte man zu dem eigenthümlichen Ergebnisse, dass Hebungen, Senkungen und ruhige Strecken ohne sichtbare Regel an den Ufern des Mittelmeeres wechseln sollten, oft positiv und negativ mehrmals knapp nebeneinander, wie z. B. im südwestlichen Kleinasien. Zugleich wurde aus den Zeichen an dem Serapis-Tempel bei Puzzuoli geschlossen, dass auf umgrenztem Raume Hebung und Senkung im Laufe der Jahrhunderte sich ablösen mögen, weil

die ganz ausnahmsweise Lage dieses Punktes in der Mitte eines Kraters dabei ausser Betracht blieb.

Die strengere Prüfung beseitigt diese Schwierigkeiten und zeigt uns den Spiegel des Mittelmeeres im Laufe der letzten Jahrtausende in unveränderter oder doch so wenig veränderter Höhenlage, dass unsere Beobachtungen die Veränderung nicht festzustellen vermögen. Hievon gilt jedoch eine Ausnahme für das SW. Creta.

Die leider noch wenig zahlreichen Messungen der Höhe des Mittelmeeres im Vergleiche zum Ocean und die Bestimmungen der Dichte des Wassers lassen uns voraussetzen, dass die Gestalt der Oberfläche des Mittelmeeres, abgesehen von den Einflüssen der Attraction, ein Trichter ist, dessen tiefste Stelle zwischen Creta und der afrikanischen Küste liegt. Jede klimatische Veränderung des mediterranen Gebietes sollte zunächst in der Höhenlage dieses Meerestheiles Ausdruck finden. Im südwestlichen Creta nun vermuthet Spratt beträchtliche negative Spuren; diese müssten neuerdings untersucht werden, bevor ein Urtheil zulässig ist.

Es ist Grund, zu staunen, dass die zahlreichen Erdbeben, unter welchen gewisse Uferländer des Mittelmeeres leiden, keine sichtbaren Dislocationen zurückgelassen haben; mir wenigstens sind keine hinlänglich erwiesenen Spuren von solchen bekannt. Aber auch die in neuerer Zeit in N. Seeland beobachtete Dislocation (II, S. 34) hat nur solche Spuren zurückgelassen, welche sich im Laufe weniger Jahre verwischen müssen. Sollte sich jedoch in der That ein oder der andere Fall als eine wahre, in der historischen Zeit gebildete Dislocation eines mediterranen Ufers herausstellen, so würde hiedurch an dem allgemeinen Ergebnisse dieser Vergleiche nichts geändert. Es lautet dahin, dass im Mittelmeere bis heute kein Nachweis einer säcularen continentalen Erhebung oder Senkung der Lithosphäre innerhalb der historischen Zeit erbracht ist.

Anmerkungen zu Abschnitt XI: Das Mittelmeer in der historischen Zeit.

1 F. Göbel, Resultate der Zerlegung des Wassers vom Schwarzen, Asow'schen und Kaspischen Meere; Poggendorff's Annal. d. Phys. u. Chem., Ergänzungsband I, 1842, S. 187, 188; Ad. Göbel, Ueber die in d. Bestande einiger Salzseen der Krym vor sich gehenden Aenderungen; Bull. Acad. Petersb. 1863, V, p. 290—299 (hier auch Hasshagen's Ergebnisse).

2 J. Guillemin, Niveaux comp. de la Mer d'Azof et de la Mer Noire; Bull. soc. géogr. Paris, 1865, 5. sér., IX, p. 97, 98.

3 Ueber das behauptete Seichterwerden des Asow'schen Meeres; Bericht einer Commiss. an die Akad. d. Wissensch.; Bull. Acad. Petersb. 1863, V, p. 72—105, Karte (Baer, Berichterstatter), und G. v. Helmersen, ebendas. 1867, XI, p. 555—584. Die erste Schrift im Wesentlichen enthalten in H. Ritter, Die Verflachung des Asow'schen Meeres; Zeitschr. f. allg. Erdk. Berlin, 1862, XII, S. 305—326. Die sehr merkwürdigen Kossi, d. i. parallelen Landzungen mit hakenförmigen Fortsätzen an der Innenseite, sind für die Nordseite des Asow'schen Meeres bezeichnend; Helmersen hat jene von Berdänsk genau beschrieben. Hier liegt wahrscheinlich die Erklärung für jene hakenförmigen Buchten, welche Gilbert aus dem trockenen Lake Bonneville abgebildet hat; U. St. Geol. Survey, V. Annual Rep. 1883 bis 1884, pl. XII; Helmersen's Zeichnung zeigt sie im überflutheten Zustande.

4 Ed. Brückner, Die Schwankungen des Wasserstandes im Schwarzen Meere und ihre Ursachen; Meteorolog. Zeitschr. 1886, III, S. 297—309. — Ueber den Austausch der Wässer im Bosporus Makarof, Ann. d. Hydrogr. 1886, S. 532—535.

5 F. Wrangell, Einige Dichten- und Temperaturbestimmungen im Schwarzen und Asow'schen Meere, in A. Kaspárek, Studien über die physik. Verhältn. des Schwarzen und Asow'schen Meeres; Mitth. aus d. Gebiete des Seewesens, Pola, 1886, XIV, S. 327 bis 332, Karte.

6 T. Spratt, On the Geol. of Varna etc.; Quart. Journ. geol. Soc. 1857, XIII, p. 81; Frank Calvert und M. Neumayr, Die jungen Ablagerungen am Hellespont; Denkschr. Akad. Wien, 1880, XL, S. 366 u. folg.; auch C. Peters, Grundlin. zur Geogr. und Geol. der Dobrudscha; ebendas. 1867, XXVII, S. 198.

7 H. Abich, Études sur les presqu'îles de Kertsch et de Taman; Bull. soc. géol. 1864, 2. sér., XXI, p. 270 u. folg.; Beyer's Beobachtungen, ebendas. p. 279; P. de Tchihatchef, Dépôts tert. d'une partie de la Cilicie Trachée etc.; Bull. soc. géol. 1854, 2. sér., XI, p. 392. Tchihatchef gibt 80—90 Fuss als die Höhe der Muschelbänke an, da aber die Vorkommnisse 1/2 Lieu vom Meere entfernt liegen und die Ziffer wohl nur auf einer Schätzung beruht, welche in dieser Entfernung sehr schwierig ist, habe ich auf dieselbe keinen Werth gelegt.

8 C. Peters, Die Donau und ihr Gebiet; 8°, Leipzig, 1876, S. 333, 334.

9 Verhandl. der permanent. Commiss. der Europ. Gradmessung in Hamburg, 1878, 4°, Berlin, 1879, S. 62—66, und Verhandl. der VII. Conferenz, Berlin, 1884, S. 270 u. folg.

Die Ziffer — 0·664 M. für Swinemünde—Marseille wurde durch ein Nivellement durch die Schweiz erreicht; über Amsterdam und Ostende wurde — 0·658 M. gefunden.

[10] G. Forchhammer, On the Composition of Sea-Water in different parts of the Ocean; Philos. Trans. London, 1865, vol. 155, p. 203—262; W. B. Carpenter and J. Gwyn Jeffreys, Rep. on Deep-Sea-Researches carried on during the Months of July, Aug. and Sept. 1870 in H. M. Surv. Ship. ‚Porcupine'; Proc. Roy. Soc. 1871, XIX, p. 146 bis 221, und Carpenter, Rep. on Scient. Res. carr. on during the Months Aug., Sept. and Oct. 1871 in H. M. Surv. Ship ‚Shearwater'; ebendas. 1872, XX, p. 535—644. Th. Fischer schätzt die Wasserschichte, welche jährlich über dem Mittelmeere verdunstet, auf mindestens 3 M.; Peterm. Geogr. Mitth. 1885, XXXI, S. 415.

[11] J. J. Bianconi, Sur l'ancien exhaussement du bassin de la Mediterranée; Bull. soc. géol. 1865—1866, 2. sér., XXIII, p. 72—80.

[12] J. Luksch und J. Wolf in F. Attlmayr, Handbuch d. Oceanographie, 8°, Wien, 1883, I, S. 360.

[13] E. M. Leycester, Some Account of the Volcanic Group of Milo, Anti-Milo, Kimolo and Polino; Journ. Geogr. Soc. 1852, XXII, p. 227.

[14] Extract of a Letter from Capt. Spratt on Crete; Journ. Geogr. Soc. 1854, XXIV, p. 238—239. Diese und die späteren Angaben von Spratt sind in wörtlicher Uebersetzung und zweckmässiger Reihung enthalten in V. Raulin, Descript. phys. de l'Ile de Crète; 8°, Paris, 1869, II, p. 681—691; für Spina longa Issel, Oscill. lente, p. 279.

[15] Stacey, On the Geol. of Benghasi, Barbary, and an Account of the Subsidences in its Vicinity; Quart. Journ. Geol. Soc. 1867, XXIII, p. 384—386. Hamilton, Beechey und Barth hatten positive Verschiebung vorausgesetzt. Auch Beurmann, Zeitschr. f. allg. Erdk. 1862, Neue Folge, XII, S. 409, und Th. Fischer, Küstenveränd. im Mittelmeergebiete; Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin, 1878, XIII, S. 156.

[16] G. Stache, Die project. Verbindung des algerisch-tunesischen Chott-Gebietes mit dem Mittelmeere; Mitth. geogr. Ges. Wien, 1875, XVIII, S. 341. Barth hatte negative Bewegung vermuthet; diese war von mehreren Autoren mit der Bildung des *Palus Tritonis* in Verbindung gebracht worden.

[17] J. Partsch, Veränderungen des Küstensaumes von Tunis; Petermann, Geogr. Mitth. 1883, S. 201 u. folg., und 1885, S. 154; Rolland, Compt.-rend. 1887, CIV, p. 600. Th. Fischer, welcher die entgegengesetzte Meinung vertrat, hat später Partsch zugestimmt.

[18] Bleicher, Note sur la géol. d'Oran; Bull. soc. géol. 1875, 3. sér., III, p. 187 bis 195; auch Landconchylien von lebenden Arten sind eingeschwemmt; einzelne, wie *Alexia Algerica*, erscheinen schon in + 40 M. mit den Meeresconchylien. — Dies sind die von Tristram beobachteten Concrete-beds von Oran; G. Maw, Geol. Notes on a Journey from Algiers to the Sahara; Quart. Journ. Geol. Soc. 1874, XXX, p. 105 u. folg. — Th. Fischer hat lehrreiche Beobachtungen über die abradirende Wirkung der Brandung auf die nordafrik. Küste gesammelt, dabei jedoch zur Unterstützung dieser Wirkung eine gegen Ost abnehmende positive Strandlinienverschiebung vorausgesetzt. Ich konnte mich aus den angeführten Thatsachen nicht von der Nothwendigkeit dieser Voraussetzung überzeugen; dess.: Küstenstudien aus N. Afrika; Peterm. Geogr. Mitth. 1887, S. 5 u. folg.

[19] J. Smith, Quart. Journ. Geol. Soc. 1846, II, p. 41; G. Maw, On the Evidences of Recent Changes of Level in the Mediterran. Coast Line; Geol. Magaz. 1870, VII, p. 552; auch F. v. Hochstetter, Reise d. Novara, 1866, II, S. 4, und Ramsay and Geikie, Geol. of Gibraltar, Quart. Journ. Geol. Soc. 1878, XXXIV, p. 521—525.

[20] Ch. Lentheric, Les Villes Mortes du Golfe de Lyon; 8°, Paris, 1876; insb. Pl. XII und p. 351—383; Martins, Une Ville oubliée, Aigues-Mortes, son passé, son présent, son avenir; Revue des deux Mondes, 1874, I, p. 780—816, auch Compt.-rend. 1874, t. 78, p. 1748—1750. De Cossigny, Sur la Corrélation qui existe entre les oscillations du Sol et la Configuration des côtes de la mer; Bull. soc. géol. 1875; 3. sér., III, p. 358—367. Der Letztere vertrat die Ansicht, dass jede Nehrung eine Oscillation anzeige; dem widerspricht schon der heutige Aufbau der fünften Linie.

21 Von den zahlreichen Schriften über diesen Gegenstand erwähne ich nur Ang. Zendrini, Esami di alcuni fatti geol. giudicati da taluno conducenti a dimostrare l'Invariabilità del Livello del Mare; Mem. Ist. Lomb. Ven., 1843, II, p. 213—226; erst in späteren Jahren wurde auch hier die Elevationstheorie angerufen; z. B. von Bullo, Sopra la vulcanicità ed il lento abassamento del suolo nella Venezia maritima; 8°, Padova, 1871. — J. Luciani, Movimenti litorali d. Prov. di Venezia; Boll. soc. geogr. ital. 1881, XVIII, p. 576—585; A. Issel, Le Oscill. lente del Suolo o. Bradisismi; 8°, Genova, 1883, p. 250 u. folg.; M. Kovatsch, Die Versandung v. Venedig und ihre Ursachen; 8°, Leipzig, 1882, S. 143.

22 E. Reyer, Aenderungen d. venezian. u. toscan. Alluvialgebiete in histor. Zeit; Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1882, XVII, S. 128.

23 P. Paleocapa, Considerazioni sulla cost. geol. del bacino di Venezia e sulla probabilità che vi riescano i pozzi artesiani; 8°, Venezia, 1846; C. A. de Challaye, Puits artés. à Vénise; Bull. soc. géol. 1847, 2. sér., V, p. 23—26; J. Degousée, Note sur les alluvions formant les lagunes Vénitiennes et sur les puits artés. de la Ville de Vénise exécut. par J. Degousée de 1846 à 1849; ebendas. 1850, 2. sér., VII, p. 481—484; T. A. Catullo, Materie terrose ottenute dalla perforazione artes. praticata nel Campo di S. Maria Formosa; Atti Ist. Ven. 1853, ser. 2, IV, p. 167; Degousée, Gesammtprofil der Brunnen, in A. Tylor, Formation of Deltas; Geol. Magaz. 1872, IX, pl. XI.

24 F. v. Hauer, Wasserausbruch bei einem artes. Brunnen in Venedig; Jahrb. geol. Reichsanst. 1866, XVI, Verhandl. S. 65.

25 Es ist nicht ganz sicher, ob ein Erdbeben die Veranlassung gewesen ist; die meisten Schriftsteller berufen sich auf die Chronik des Andr. Dandolo; dieser aber schreibt (Murator. Rer. Ital. Script. XII, p. 260): ‚His diebus Mathemaucensis civitas similiter maris proflagationibus et incendiis devastata, tandem in totum submersa est. Ex quibus angustiis Venetia, cujus fama jam per orbem divulgata erat, in intimum conquassata est. — Post haec terraemotus immensis superveniens afflictis afflictionem adjunxit.' Es meldet Sanuto, Vitae Ducum Venetorum (Murator. XXII, p. 485): ‚In questo giorno la città di Malamocco pel mare grande che venne, si sommerse; e fu in Venezia un grandissimo tremuoto, che rovinò assai Chiese e case . . .' ‚Nel 1110 nell' ottavo anno del Ducato di questo Doge avendosi compassione della Chiesa Episcopale di Malamocco e della Città dal Mare sommersa, fu determinato di rifarla più in quà sicura dal mare . . .'

26 L. A. Muratori, Annali d'Italia; 4°, Milano, 1744, p. 384.

27 Andr. Danduli, Venetorum Ducis, Chron. Venet. (Murator. XII) p. 266: ‚XV^{mo} Ducis anno, die 13. Januarii Indictione 10ma fuit terraemotus mitior, alicubi validior, qui aedificia obruit, montes et rupes contrivit; terra etiam aperitur et aquas sulphureas emittit; et ex hoc combusta est Ecclesia Sancti Hermagorae cum adjacentis suis. Manus autem Sancti Joannis Baptistae divinitus illaesa ab igni permansit.' — Sanuto sagt (am ang. Ort. p. 485): ‚Nel 1117, in questi giorni a Venezia fu un grandissimo tremuoto, e venne un' acqua sulfurea, che appiccò fuoco nella Chiesa di Sant' Ermagora, e quella abbrucciò. Ma la man destra del glorioso S. Giovanbattista fu illesa trovata dal fuoco, che fu grandissimo miracolo a tutta la Terra.' — Die brennbaren Gase des Brunnens in Campo S. Polo wurden von Kauer und Bizio untersucht; Sitzungsber. Akad. Wien, 1862, XLIV, 2. Abth., S. 69, 70.

28 Ueber den Bau des Tempels des Galla Placidia (426 n. Chr.) schreibt das Spicileg. hist. ravennat. in Muratori, Script. Rer. Ital. I, 6, p. 568: ‚Iterum Augusta sudibus locum implet super quos lapidea fundamenta componit. — Erat enim palustris locus qui sua mobilitate structuram lapidum non admittebat.' — Vitruv. II, cap. IX, über Pfähle: ‚Est autem maxime id considerare Ravennae, quod ibi omnia opera et publica et privata sub fundamentis ejus generis habent palos.' (Vgl. oben S. 38, Note 13.) — Weitere Zweifel bei v. Hoff, Gesch. d. natürl. Veränd. I, S. 467 u. folg., insb. S. 469: ‚Die sämmtlichen vermeintlichen Thatsachen vom Steigen des adriat. Meeres sind auch gar nicht so bewahrheitet, als einige Italiener sie haben darstellen wollen, und andere Gelehrte dieses Landes, welche ebensowohl als jene Gelegenheit hatten sie zu beobachten, und ebensogut Augen zu sehen, haben sie geradezu geläugnet.'

29 E. Rudolph, Ueber submarine Erdbeben und Eruptionen; Beitr. z. Geophysik, herausgegeb. v. G. Gerland; 8°, Stuttgart, 1887, I, S. 133—365, insb. S. 244.

30 Expédition scientif. de Morée; II, 2, Géol. et Minéral. par Puillon de Boblaye et Th. Virlet; 4°, Paris, 1833, p. 316—375; C. Cold, Küstenveränderungen im Archipel; 2. Aufl., 8°, München, 1886, Karte; E. Tietze, Beitr. z. Geol. v. Lykien; Jahrb. geol. Reichsanst. 1885, XXXV, S. 367—384.

31 W. Vischer, Erinnerungen und Eindrücke aus Griechenland; 2. Ausg., Basel, 1875, S. 637 u. folg.; Bittner, Denkschr. Akad. Wien, 1878, XL, S. 19, Taf. I, Fig. 1.

32 Credner, Die Deltas, ihre Morphol., geogr. Verbreit. und Entstehungsbedingungen; Peterm. Mittheil. 1878, Ergänzungsheft N° 56.

33 Ch. Texier, Asie Mineure; in L'Univers Pittoresque, Hist. et Déscript. de tous les Peuples; 8°, Paris, 1862, p. 34. — Die Angaben über Oscillationen auf Paros sind ganz unerwiesen; vgl. Tietze, Verh. geol. Reichsanst. 1887, S. 63—66.

34 C. Neumann und J. Partsch, Physik. Geogr. v. Griechenland; 8°, Breslau, 1885, S. 321 u. folg.; Jul. Schmidt, Studien über Erdbeben; 2. Ausg., 8°, Leipzig, 1879, S. 78 u. folg.

35 Fouqué, Rapp. sur les tremblements de Terre de Céphalonie et de Mételin en 1867; 8°, Paris, 1867, p. 11, 13.

36 Ch. Fellows, An Account of Discov. in Lycia; 8°, London, 1841, p. 112, 113, Fig.; dess.: Travels and Researches in Asia Minor etc.; 8°, London, 1852, p. 302, Fig.; Spratt and Forbes, Travels in Lycia, Milyas and the Cibyratis; 8°, London, 1847, II, p. 189; Dr. Luschan schreibt: ‚Im vorliegenden Falle scheint es wohl, dass Spratt und Forbes, sonst so sehr zuverlässige und scharfsinnige Beobachter, unrecht gesehen; ich wenigstens konnte an dem fraglichen Sarkophage absolut keine Stelle entdecken, welche man als ‚bored by marine animals' bezeichnen könnte. Auch die sonderbare Angabe ‚to a third of its height', bei der nicht gesagt ist, auf welche Höhe man sich bezieht, ob auf die Gesammthöhe über dem Wasserspiegel oder auf die Höhe des eigentlichen Soros, des unter dem Deckel liegenden Grabkastens, zeigt, dass die betreffende Beobachtung flüchtiger gemacht und niedergeschrieben ist, als dies sonst die Art der Verf. ist. Meiner Ueberzeugung nach ist der Sarkophag gleichmässig verwittert, jedenfalls auf der Wetterseite mehr als auf der entgegengesetzten. Ich habe allerdings nie von Seethieren angebohrte Felsen gesehen und traue mir daher kein definitives Urtheil zu, aber ich habe den Sarkophag mit dem Buche von Spratt und Forbes in der Hand gerade auf diese Anbohrungen hin angesehen und konnte absolut keine anderen Löcher finden, als wie sie überall durch Erosion im lykischen Kalke entstehen. — Fellows' Erklärung für den stark verwitterten dunklen Streifen im gegenwärtigen Niveau erscheint mir aber völlig zutreffend; er entspricht sicher den gegenwärtigen mehr oder weniger regelmässigen Schwankungen des Meeresspiegels.' Dr. Luschan schätzt den überflutheten Theil auf mindestens 2·10 M., wozu noch die ursprüngliche Höhe des Bauwerkes über dem Wasser zu rechnen ist. — Tietze hat den Sarkophag leider nur von ferne gesehen; Beitr. Geol. Lyk., S. 294.

37 Diese Angaben entnehme ich den mir mit besonderer Gefälligkeit zur Verfügung gestellten Correcturbogen von Petersen und F. v. Luschan, Reisen in Lykien und Karien, Bd. II, S. 46, Note 2.

38 O. Benndorf und G. Niemann, Reisen in Lykien und Karien; fol., Wien, 1884, S. 28. Hrn. Hofr. Benndorf habe ich für viele gütige Nachrichten über diesen Gegenstand zu danken.

39 P. de Boblaye am ang. Ort. p. 337—346.

40 Strabo, VIII. Buch, II, 2; IV, 4; V, 1; Boblaye a. ang. Ort. p. 339.

41 C. v. Scherzer, Smyrna; 8°, Wien, 1873, S. 5, Anmerkung.

42 Reisen in Lykien und Karien, I, S. 31, Note 1; II, S. 46, Note 1.

43 K. W. M. Wiebel, Die Insel Kephalonia und die Meermühlen von Argostoli; 4°, Hamburg, 1874, S. 45, 47. Die einfache Erklärung der Meermühlen hat Fouqué in der oben angeführten Schrift über das Erdbeben von Kephalonia gegeben.

44 v. Hoff, Kloeden und Morlot haben solche Aufzeichnungen gesammelt; die letzte Aufzählung findet sich in Boll. Com. geol. d'Italia, 1874, V, p. 37—60. Hofrath v. Waniek, der Leiter der Strombauten an der Mündung der Nabresina, sagte mir, dass er keinerlei Anzeichen einer jüngeren Veränderung des Strandes wahrgenommen habe.

45 Bei diesem Erdbeben sind besondere Bewegungen des Meeres eingetreten; ein Augenzeuge schreibt sogar: ‚Ritirossi il mare, che per due braccia di altezza tre giorni stette fuori del suo naturale.' Lettera de P. Vitale Andriasci Min. Oss., Ragusa, 16. April 1667; abgedruckt in L. Stulli, Sulle detonazioni dell' Isola di Meleda, altera lettera; 8°, Bologna, 1828, p. 52—54.

46 C. Diener, Libanon. Grundlinien der phys. Geographie und Geol. von Mittel-Syrien; 8°, Wien, 1886, S. 90—103.

47 Edw. Hull, Mount Seir, Sinai and W. Palestine; 8°, London, 1885, p. 100, 106, und dess.: The Survey of W. Palestine; 4°, London, 1886, p. 79 u. folg. Hull hat zuerst gezeigt, dass der Salzberg Dj. Usdom wirklich zu den jungen Bildungen des todten Meeres gehört; Fr. Noetling, Geol. Paläont. Mittheilungen aus Palästina: I Ueber die Lagerungsverhältn. einer quartären Fauna im Gebiete des Jordanthales; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1886, XXXVIII, S. 807—823; dess.: Geol. Skizze der Umgeb. v. el-Hammi; Zeitschr. d. deutsch. Palästina-Vereins, X, S. 59—88, Karte.

48 Hull, Survey of W. Palest., p. 74. Weiter im Norden wurden Meeresablagerungen bis 250 (engl.) Fuss (85 M.) und noch höher angetroffen; vgl. C. Post, On a deposit of marine shells in the Alluv. of the Latakia Plain in Syria; Nature, 21. Aug. 1884; diesen möchte aber Diener ein höheres Alter zuschreiben; Libanon, S. 101.

49 G. Schweinfurth, Reise in das Depressionsgebiet im Umkreise des Fajûm im Januar 1886; Zeitschr. der Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1886, XXI, S. 100. Die Conchylien der Gegend von Ghizeh zählt Mayer-Eymar auf: Zur Geol. Egyptens; Vierteljahrsschr. d. Züricher Naturf. Ges., August, 1886.

50 Cope Whitehouse, The Bahr Jûsuf and the Prophecy of Jacob; Proc. Soc. bibl. Archäol. Nov. u. Dec. 1885, mit Karten, u. a. and. Ort.

51 W. Plejte, Over drie Handschriften of Papyrus bekend onder de Titels van Papyrus du Lac Moeris du Fayoum et du Labyrinthe; Verhand. K. Akad. Wetensch. Amsterdam, Afd. Letterk. 1886, XVI, p. 1—50, Taf.

52 Herodot, Euterpe, II, 149, 150.

53 S. Hieronymi Oper. ed. Vallars. 1735, IV, p. 208.

54 Strabo, XVII, 1, 35, 38.

55 Herodot, Euterpe, II, 5. Wäre Herodot auf der heutigen Linie der Postdampfer nach Alexandria gefahren, so würde er dies nicht getroffen haben, denn die Westwinde lassen den Schlamm nicht so weit gegen Westen kommen, und die grosse Aufschüttung beginnt erst an der Canopischen Mündung.

56 Capt. Spratt, An Investigation of the Effect of the prevailing Wave Influence on the Nile's Deposits; Blau-Buch für 1859, mit Karten; A. Lavalley, Communications sur les Travaux d'Exécution du Canal marit. de l'Isthme de Suez; Extr. du Compt.-rend. de la Soc. des Ing. Civils; 8°, Paris, 1869, p. 64, 80, 106, 131.

57 O. Fraas, Aus d. Orient, S. 174 u. folg. — Nach Wilkinson soll der tiefliegende grosse Hauptplatz des Frankenviertels ganz auf verschütteten Theilen des Hafens liegen; Handbook for Travellers in Egypt, 8°, 1867, p. 91.

58 Herodot, Euterpe, II, 113; Schliemann, Ilios, S. 186, Anm.; Brugsch-Bey ebendas. S. 819, 824.

59 H. Brugsch, Die Geograph. des alten Aegyptens; 4°, Leipzig, 1857, I, S. 84 u. folg.; M. J. Schleiden, Die Landenge von Suês. Zur Beurtheilung des Canal-Projects und des Auszuges der Israeliten aus Aegypten; 8°, Leipzig, 1858.

60 Diodor, Bibl. hist. I, 30 und XVI, 46; Strabo, Geogr. I, 3, 13.

61 Am ang. Ort. S. 177 u. folg.

62 H. Brugsch-Bey, L'Exode et les Monumens Egyptiens; 8°, Leipzig, 1875, Karte. Ein Beispiel für die Gefährlichkeit der Sande an der Innenseite von Nehrungen gibt Berendt, Geol. d. kurischen Haffes, 4°, 1869, S. 22 u. folg., wo das Versinken von Wagen und Pferden geschildert ist. Vgl. II. Mos. 15, 5: ,Die Tiefe hat sie bedeckt, sie fielen zu Grunde wie die Steine.' — 15, 10: ,Du bliesest mit deinem Hauche und das Meer bedeckte sie und sanken unter wie Blei im mächtigen Wasser.' — Pi ha khiroth der Bibel heisst: ,Eingang zu den Schlünden.'

63 Dies hebt Dillmann hervor; Die Bücher Exodus und Leviticus, für die 2. Aufl. nach Knobel bearb.; 8°, Leipzig, 1880, S. 153. Dillmann meint, der Zug sei über el Guis'r gegangen.

64 Die Exegeten fassen in der Regel diese Ausdrücke bildlich und auf verschiedene Weise auf; S. Hieronymus schreibt: ,Et desolabit Dominus linguam maris Aegypti'; ed. Vallars. 1753, IV, p. 164; Schleiden sieht in der Zunge den See Menzaleh; am ang. Ort. S. 198.

ZWÖLFTER ABSCHNITT.

Strandlinien des Nordens.

Mannigfaltigkeit der Oberflächengestalt der Oceane. — Westliche Küsten des nordatlantischen Meeres. — Oestliche Küsten des nordatlantischen Meeres. — Der Norden Eurasiens und die Westküsten des nordpacifischen Meeres. — Oestliche Küsten des nordpacifischen Meeres.

Die Ostsee und das Mittelmeer behaupten unter klimatischen Einflüssen eine Gestalt der Oberfläche, welche nicht jene des Oceans ist. In der Ostsee haben wir Grund anzunehmen, dass ein Gefälle von den entferntesten Theilen des bottnischen und des finnischen Busens gegen die Belte und den Oere-Sund vorhanden sei; für das Mittelmeer dagegen ist eine tiefste Stelle zwischen Creta und der afrikanischen Küste vorauszusetzen. Auch die Oberfläche der offenen Meere ist nicht frei von ähnlichen Einflüssen. Der Salzgehalt ist in der Nähe vieler Küsten geringer als in der hohen See; Temperatur und Atmosphäre beeinflussen die Gestalt. Leider sind die thatsächlichen Beobachtungen über diesen Gegenstand noch gering, aber die trefflichen Arbeiten der norwegischen Nordsee-Expedition und die von H. Mohn auf dieselben gegründeten Untersuchungen zeigen für jenes Stück, welches die Verbindung des atlantischen Oceans mit dem Eismeere vermittelt, wie merkbar, auch abgesehen von der Attraction, die Abweichungen von einer vermutheten Normalfläche sind. In der That lehrt Mohn's bildliche Darstellung dieses Theiles der Meeresoberfläche, dass auch diesem eine trichterförmige Gestalt zukommt, mit der grössten Tiefe zwischen Island und Norwegen. Von dieser Strecke an erhebt sich die Oberfläche gegen die Küsten hin, und zwar am meisten gegen das südliche Norwegen, so dass sie bei Christiania um 2·9 M. höher steht, bei Bodö und am Nordcap jedoch nur um 0·7 M. höher.

Hienach wäre der Höhenunterschied des Wasserspiegels zwischen Christiania und dem Nordcap 2·2 M. Uebrigens fügt Mohn hinzu, dass an den Küsten selbst die Wasserhöhe von Stauungen der Fluthwelle über seichtem Boden, Zufluss von süssem Wasser, localen Windverhältnissen und anderen örtlichen Umständen in hohem Grade beeinflusst werden kann.[1]

Hieraus ergibt sich, wie schwierig es unter allen Umständen auch im offenen Meere sein müsste, aus geringen Abänderungen der Strandlinie eine Bewegung des festen Erdkörpers in überzeugender Weise festzustellen.

Die Mannigfaltigkeit des Meeresspiegels ist übrigens auch durch unmittelbare Messungen sichergestellt.

Im J. 1837 liess die englische Regierung am Poolbeg-Lichte in der Bucht von Dublin eine Marke in einer bestimmten Höhe über Niederwasser anbringen. Das Niederwasser sollte die Basis des irischen Nivellements sein; aber es fanden sich so grosse Abweichungen, dass man diese Grundlage aufgeben und alle Höhenangaben auf einen einzigen Punkt beziehen musste.

Kinahan hat die zahlreichen Vermessungen vereinigt und gezeigt, dass rings um die Insel sowohl das Niederwasser, als das Hochwasser und die Springfluth, und insbesondere die beiden letzteren, welche, wie Kinahan richtig bemerkt, für die Terrassenbildung massgebend sind, nicht gleich hohe, sondern undulirende Ebenen darstellen. Das tiefste Mittel der Hochwässer der Springfluth über dem tiefsten Mittelwasserstande liegt bei Courtown (Wexford, Ostküste); der tiefste Mittelwasserstand ist zu Kilbaha, N. von der Mündung des Shannon. Scheidet man nun die engen Buchten aus, in welchen selbstverständlich noch grössere Abweichungen vorkommen, so zeigt sich, das Minimum bei Courtown als Nullpunkt genommen, Folgendes.

Der durchschnittliche Stand der Hochwässer der Springfluth steigt N. von Courtown höher und höher, bis er zu Ardglass, gegenüber der Insel Man, + 1·981 M. erreicht. Von da an um das NO. Ende der Insel herum sinkt derselbe allmälig bis auf + 0·305 M. zu Bally-Castle gegenüber der Insel Cantire. Die Küste mit Ausscheidung der tiefer landeinwärts liegenden Punkte verfolgend, sieht man diese Ziffer um das NW. Ende wieder ansteigen, bis bei

Slyne Head, dem N. Cap der Bucht von Galway, + 1·59 M. erreicht werden. Um die SW. Ecke sinkt sie wieder auf 0·61 M. bei Cork, steigt bis Dumore auf 0·92 M. und sinkt endlich bei Courtown auf Null.

Es herrschen also rings um Irland recht mannigfaltige Verhältnisse und Ravenstein bemerkt, dass das Mittelwasser zu Rispond an der N. Küste von Sutherland nach dem Nivellement von Ross Clarke + 0·5291 M. gegen das Mittelwasser von Liverpool und jenes von Kilbaha — 0·4395 M. gegen Liverpool zeigt, so dass das Mittelwasser zu Kilbaha um 0·9686 M. tiefer liegt als zu Rispond.[2]

In diesem Falle ist es hauptsächlich der Umriss des Landes und die Richtung der Fluthwelle gegen dasselbe, welche Bedeutung für die Höhe des Wasserstandes erhalten. Man darf wohl im Allgemeinen sagen, dass die Abweichungen, welche die Gestalt der Oberfläche des offenen Meeres erleidet, in geringerem Grade Veränderungen ausgesetzt sein dürften, als es in umschlossenen Meeren der Fall ist. Selbstverständlich gilt dies nicht von den Buchten und wahrscheinlich auch nicht von den arktischen Küsten, wo streckenweise der Zufluss an süssem Wasser vom Eise her sehr bedeutend ist und folglich auch besonders grosse örtliche Schwankungen zu erwarten sind.

Dies vorausgesendet, will ich nun versuchen, einen Ueberblick der jüngeren Schwankungen der Strandlinien an den offenen Meeren zu geben. Die Zahl der vorhandenen Angaben ist eine so grosse und der Werth derselben ein so verschiedener, dass nur eine Auswahl geboten werden kann. Zuerst sollen die nördlicheren Breiten besprochen werden, und zwar die westlichen, dann die östlichen Küsten des nordatlantischen Oceans mit Inbegriff der benachbarten Theile des Polarmeeres, dann Nordasien und die westlichen, hierauf die östlichen Ufer des nördlichen pacifischen Meeres. Mit den Ergebnissen der Uebersicht der nördlichen Calotte schliesst dieser Abschnitt.

1. Westliche Küsten des nordatlantischen Meeres. Aus diesem Gebiete liegt eine Anzahl von Angaben vor, welche sich auf vermeintlich nachweisbare, heute vorsichgehende theils positive, theils negative Veränderungen beziehen, und diese mögen zuerst betrachtet werden.

Der bekannteste Fall betrifft die angebliche **Schaukelbewegung von Grönland**. Im hohen Norden sah man hochliegende Strandlinien und sah in ihnen negative Zeichen oder, nach der damaligen Ausdrucksweise, Beweise der Hebung des Landes. Man kennt aber nicht das Alter dieser Strandlinien; einzelne von ihnen dürften nur durch vorübergehenden Eisabschluss in den Fjords erzeugt sein und sie reichen auch in den Süden, namentlich auch in den Fjord von Igalliko, welcher die vermeintlichen Beweise für das Sinken des Landes enthält und folglich die andere Seite der Schaukel darstellen sollte.

Die Angaben über das Sinken des Landes fussen hauptsächlich auf einem Briefe des Dr. Pingel in Kopenhagen vom J. 1835.[3]

Pingel führt an, es habe Arctander bereits in den Jahren 1777 und 1779 vermuthet, dass das westliche Grönland im Sinken begriffen sei. Dieser habe nämlich im Igallikofjord bemerkt, dass eine niedrige, felsige Insel, etwa einen Büchsenschuss vom Festlande entfernt, bei Hochwasser fast ganz überfluthet werde, und dass dennoch auf derselben die Wände eines Hauses vorhanden seien, 52 Fuss lang, 30 Fuss breit, 5 Fuss dick und 6 Fuss hoch. Als Dr. Pingel ein halbes Jahrhundert später die Insel besucht, sei dieselbe bereits so weit untergetaucht gewesen, dass nur die Ruinen über den Wasserspiegel aufragten.

Später traf Kane an mehreren Orten bis Upernavik verlassene Hütten, welche vom Meere bespült waren; die letzten Spuren dieser Art sollten in 76° 20′ liegen; da nun Kane aus noch höheren Breiten die Terrassen kannte und sie als unzweifelhafte Spuren der Erhebung ansah, folgerte er, wie gesagt, dass Grönland in einer ähnlichen Schaukelbewegung begriffen sei, wie sie Lyell damals für Skandinavien voraussetzte; die neutrale Axe sollte beiläufig in 77° liegen.[4]

Diese Meinung ist in viele unserer Lehrbücher übergegangen.

In einem verlassenen Wohnorte, der einstens den Namen Kaja geführt haben soll, im Hintergrunde des Eisfjords von Jakobshavn (69° 7′), fand Nordenskjöld alte Wohnstätten, die jetzt hauptsächlich an den sie umgebenden Küchenüberresten kennbar sind, deren Alter er jedoch höchstens auf 500 Jahre schätzt, dem Ufer so nahe, dass nach seiner Ansicht entweder das Wasser im Fjord gestiegen

oder das Land gesunken sein muss, da es nicht wahrscheinlich sei, dass die Lage einer Wohnstätte so nahe am Meere gewählt würde, dass vor derselben nicht einmal ein Boot Raum finden möchte. Ebenso berichtete Jensen in Uebereinstimmung mit einer schon von Pingel gemachten Angabe, dass nach der Aussage des Missionärs Kleinschmidt in der Mission Lichtenfels (63° 5′) seit 1789 die Tragböcke für die Weiberboote, welche am Strande aufgerichtet werden, bereits dreimal landeinwärts versetzt worden seien, woraus sich für 1789 bis 1878 eine Senkung von 6 bis 8 Fuss ergebe.[5]

Hievon verschieden ist das Urtheil Steenstrup's, welcher so viele Jahre der Erforschung Grönlands gewidmet hat. Er sagt im J. 1876: ‚Was die Frage der Senkung betrifft, kann ich gar nicht leugnen, dass ich ihr ziemlich skeptisch gegenüberstehe. Zwar habe ich an mehreren Orten Hausplätze vom Wasser zerstört gesehen, und an einigen Stellen kann es nicht verneint werden, dass es jetzt Niemandem einfallen könnte, die Häuser so nahe dem Wasser, ja im Wasser selbst zu erbauen; wenn man aber die vielen anderen Zeichen eines unveränderten Wasserstandes in Betracht zieht, welchen man fast überall an den Küsten begegnet, bin ich zu glauben geneigt, dass die allerdings zweifellosen Beweise, dass Häuser durch Wasser zerstört worden sind, auch durch örtliche Umstände, veränderte Strömungen u. s. w. erklärt werden können.' Die Angaben der Eingebornen und Colonisten zu summiren, führe nicht zum Ziele. Die von Pingel erwähnte Ruine auf der kleinen Insel im Igallikofjord eigne sich auch nicht zu einem Beweise für die Senkung des Landes, ‚denn nach den Beschreibungen aus älterer Zeit zu urtheilen, sind die Verhältnisse heute genau dieselben wie vor hundert Jahren. Bei der Fluth reicht das Wasser bis an die Mauern, jetzt wie damals . . .' Im J. 1883 gab Steenstrup ein Verzeichniss jener Hausstätten, welche vom Meere bespült oder zerstört wurden, ohne ein abschliessendes Urtheil und mit dem Hinweise auf die ausserordentlich rasch vor sich gehende Verlandung einer Anzahl von Fjords.[6]

Von den älteren Angaben, sowohl von den hochgelegenen Strandlinien wie von der Ruine im Igallikofjord haben wir also abzusehen. Sonst sieht man an vielen Stellen deutlich unveränderte Verhältnisse, an anderen zum guten Theile innerhalb der Fjords

oder in den Meeresarmen innerhalb der vorliegenden Inseln befindlichen Stellen eine positive Veränderung. Es darf aber nicht übersehen werden, dass kaum eine andere so ausgedehnte Küste so viel Süsswasser unter so eigenthümlichen Verhältnissen erhält, und dass dieser Zufluss von dem Wechsel klimatischer Einflüsse abhängig ist. Man hatte nach den Erfahrungen in anderen Meeren hier eine Anzahl je nach der klimatischen Phase, in welcher das Land sich befindet, durchaus positiven oder durchaus negativen Stationen zu erwarten und zwischen denselben andere Punkte, welche nicht unter dem unmittelbaren Einflusse des Schmelzwassers stehen, und wo er sich nur in abgeschwächtem Masse oder gar nicht verräth.

Dies ist auch hier der Fall.

Aus einer Identification der in älteren Karten angegebenen ‚Gumbjorn Skerries' mit dem ‚gesunkenen Lande von Bus' hat man wohl auch gemeint, die Spuren der angeblichen Senkung von Grönland bis 58° n. Br. verfolgen zu können; aber Major's Einwürfe gegen die Uebereinstimmung dieser Punkte beheben jede solche Vermuthung.[7]

Rob. Bell meint in der Hudsons-Bay die Spuren einer heute, und zwar ziemlich rasch vor sich gehenden negativen Bewegung gefunden zu haben und beruft sich dabei zugleich auf die Aussagen der Umwohner. Insbesondere wird das rasche Zurückweichen des Strandes an der Mündung des Nelson und des Hayes-Flusses betont. Ebenso soll es in East Maine sein und überhaupt an der ganzen Küste von Fort Churchill rings um den Westen der grossen Bucht und um die ganze James-Bay. Bei dem alten Fort Prince of Wales wird die Senkung auf 7 Fuss im Jahrhundert geschätzt. ‚Dieser Rückzug des Meeres', sagt Bell, ‚kann vielleicht einer allgemeinen Senkung des Meeresniveaus im Verhältnisse zum Lande und zum Theile der Verlandung einzelner Theile der Hudsons-Bay zuzuschreiben sein, welche den freien Lauf der Gezeiten unterbricht.'[8]

Es liegt die Vermuthung nahe, dass die negative Veränderung des Strandes hier von denselben Ursachen herrühre wie in der Ostsee.

Von Neu-Braunschweig bis Massachusetts gibt es an mehreren Orten überfluthete Wälder und Torfmoore, aus welchen

auf eine positive Bewegung in den heutigen Tagen könnte geschlossen werden. Die ausführlichsten Darstellungen derselben rühren von Dawson und Mathew her; auch Cook, Gesner und Guyot haben ähnliche Angaben veröffentlicht.[9] Sehr viele dieser Beobachtungen beziehen sich auf die Ufer der Fundy-Bay, welche durch ihre trichterförmige Gestalt die zusammengedrängte Fluthwelle zwingt, höher und höher anzusteigen, bis in den inneren Theilen der Bucht der Unterschied zwischen Ebbe und Fluth mehr als 60 Fuss beträgt. Der Ansicht gegenüber, dass heute das Festland sinke, hebt Dawson selbst hervor, dass viel Flachland längs der Küste in neuerer Zeit eingedeicht worden sei, und dass durch diese Arbeiten die Fluthwelle noch mehr zusammengehalten, vielleicht auch abgelenkt werde.[10] Nun hat aber H. Mitchell allen diesen Beobachtungen und Vermuthungen gegenüber bei Gelegenheit der Vermessung dieser Küsten ausführlich gezeigt, dass eine grössere Anzahl ziemlich weit von einander entfernter Punkte gerade in diesem Gebiete seit zwei oder drei Jahrhunderten gar keine merkliche Veränderung in Bezug auf die gegenseitige Lage von Land und Meer erfahren hat. Solche Fixpunkte sind vom Lorenzo-Golf bis Nova Scotia und bis an die Küste von Massachusetts nachweisbar, bald durch die unveränderte Lage der Salzmarsche, welche heute, wie im J. 1609, zweimal im Monate von den Springfluthen überdeckt werden, bald durch einzelne Felsen wie die Isle Percée (Percé Rock) auf der Halbinsel Gaspé, welche schon im J. 1603, ganz wie heute, bei niedrigem Wasser mit dem Festlande verbunden war, bei Hochwasser aber damals wie heute gestattete, dass man auf einem Kahne durch eine Oeffnung im Felsen passire. Wir haben also von allen entgegengesetzten Annahmen abzusehen.[11]

In Süd-Carolina ist oft, auch von Lyell, eine allgemeine Senkung des Landes vorausgesetzt worden. Tuomey hat die Sachlage geprüft und hat auf überzeugende Weise dargethan, dass diese Voraussetzung unbegründet ist. Die Küste ist auf weite Strecken hin ganz flach und sumpfig; durch eine Senkung des Landes oder eine Erhöhung des Meeresspiegels um nur zwei Fuss würden die Reisfelder auf weite Strecken hin zu Grunde gehen. Küchenreste auf James Island machen von vorneherein unwahr-

scheinlich, dass in neuerer Zeit irgend eine beträchtlichere Schwankung eingetreten sei, aber nichtsdestoweniger sieht man in der That Spuren von Wäldern, welche vom Meere überfluthet sind, und die Baumstümpfe ragen aus dem Wasser hervor. An einzelnen Stellen handelt es sich nur um den Einbruch des Meeres in ein tieferes, von der Natur durch eine Nehrung eingedeichtes Gebiet, an anderen Orten ist aber die Ursache eine verschiedene. Wenn bei einer vorübergehenden Hochfluth einmal Salzwasser über einen Cypressen-Marsch geworfen wird, tödtet es sofort alle den Marsch erfüllenden Pflanzen und der ganze Boden sinkt sammt allen daraufstehenden Bäumen. Das Wasser bleibt dann auf der Senkung stehen. Ein anderer Fall ist der folgende. Auf Morris Island steht eine Linie von 30 bis 40 Fuss hohen Dünen; innerhalb derselben befindet sich ein grosser Marsch. Indem sich die Dünen landeinwärts bewegen, werden unter ihnen an der Seeseite Baumwurzeln in grosser Zahl sichtbar; das Gewicht der vorrückenden Düne hat den Marsch sammt den Bäumen herabgedrückt; ausserhalb der Düne erscheinen dann die Bäume unter Hochwasser; öfters haften Austern an ihnen.[12]

Wir begegnen also hier beiläufig denselben Erfahrungen, welche an den Küsten der Nordsee gemacht worden sind.

Der Unterbau, auf welchem die Keys von Florida bis zu den Tortugas sich erheben, deutet auf lange Stetigkeit der Strandlinie. (II, S. 393.) Ebenso bestimmt tritt diese Stetigkeit in dem Baue des Mississippi-Deltas zu Tage.

Die Bänke von *Gnathodon*-Schalen, welche in verschiedenen Höhen über dem Flusse angetroffen werden und welche von Lyell als der Beweis einer jungen Erhebung des Landes angesehen wurden, sind Küchenreste. Allerdings wird heute *Gnathodon* selten oder nie über Choctaw Point (1 mile unter Mobile) lebend angetroffen, während noch 50 miles (80 Kilom.) oberhalb dieser Stelle grosse Anhäufungen von Schalen mit indischem Geschirr unter 2 Fuss Erde und einem alten Waldbestande liegen.[13]

Der Mississippi besitzt nicht, wie so viele andere Ströme, eine tiefe Meeresbucht an seiner Mündung, gleichsam die Fortsetzung des Flussthales, welche er erst auszufüllen hat, bevor er sein Delta hinauszuschieben vermag in das offene Meer. Selbst bei N. Orleans

reicht sein Schwemmland nur bis — 37 oder — 40 Fuss, und wenn man hier überhaupt wie bei anderen Flüssen von einem Haupte des Deltas sprechen möchte, könnte dasselbe nicht höher als an die Einschnürung zwischen Lake Pontchartrain und Grand Lake gesetzt werden. Nur die inneren Bayou's oder blinden Arme, wie Atchafalaja und Plaquemine, arbeiten an der Verlandung des Hinterlandes und ihre Wassermenge beträgt etwa den zwölften Theil des Stromes. Alles Andere, zugleich der weitaus grösste Theil der Sinkstoffe wird über die alte Küstenlinie hinausgetragen und gelangt erst dort zur Ablagerung. So werden von den einzelnen Armen lange Dämme aufgebaut, auf welchen sie fliessen. Von Zeit zu Zeit tritt in der Nähe der am weitesten seewärts vorgeschobenen Enden dieser Dämme aus der Tiefe, ohne jede seismische Erschütterung, ein Schlammkegel herauf. Es öffnet sich ein Schlund und brackisches Wasser, flüssiger Schlamm und brennbare Gase werden hervorgestossen oder entweichen allmälig. Bei höherem Wasserstande steigert sich die Thätigkeit dieser ‚mud-lumps'. Nach einiger Zeit erlischt die Thätigkeit des Schlammkegels, und es bleibt ein neuer Fixpunkt zurück, welcher das Vordringen des Stromes unterstützt.[14]

Ausser diesen fremdartigen Ausbrüchen erscheinen zuweilen Bewegungen ganz anderer Art.

Am 13.—14. April 1876, so berichtet Forshey, trat im Passe à l'Outre eine merkwürdige Störung ein, welche die Baggerschiffe nöthigte, diesen Arm zu verlassen.

In einer einzigen Nacht hatte sich die ganze Umgegend verändert; ein ‚mud-lump' oder irgend eine andere Masse hatte sich aus einer Wassertiefe von 7 bis 8 Fuss erhoben, sich schräge über die Wasserstrasse gelegt, den Scheitel stellenweise 9 Fuss hoch über die Wasserfläche erhoben und sich über eine Fläche von 17 Acres ausgedehnt, welche früher überfluthet gewesen war. Die Bewegung setzte sich noch den ganzen Sommer hindurch fort, gletscherartig und nach vorwärts gerichtet, mit verschiedenem Masse der Erhebung und der Senkung, und zeigte sich in der Gestalt von Furchen oder Falten, welche sich auf mehr als tausend Acres ausbreiteten. Es war den Baggerschiffen unmöglich, den Rücken, welcher sich quer über die Wasserstrasse streckte, niederzuhalten,

und sie wurden im Monate August zurückgezogen. Es wurde mit Bestimmtheit ermittelt, dass die Bewegung eine continuirliche war, und dass sie normal war auf die Curve der Barre an der See.[15]

Diese Darstellung entspricht einer jener gleitenden und faltenden Bewegungen der oberen Masse eines Deltas, welche Beugung, Faltung und Zerknitterung im Innern ähnlicher Anschüttungen hervorgebracht haben. Continuirlich, gletscherartig, Falten an der Oberfläche werfend, weit ausgedehnt, unaufhaltsam durch Menschenkraft, dies sind wohl die Kennzeichen einer solchen Bewegung.

So vollziehen sich verschiedenartige Veränderungen in dem grossen Schlammkörper, aber wie bei Aigues Mortes und am Po zeigen die Nehrungen, dass doch seit langer Zeit keine wesentliche Verschiebung der Strandlinie eingetreten sein kann. Eine äussere Kette von Nehrungen, welche die heutige Linie des Kampfes zwischen Strom und Meer darstellt, zieht nämlich im Osten von den Chandeleur-Inseln bis etwas ausser Fort S. Philipp und im Westen von Timbalier-Island gegen die Atchafalaja-Bucht. Zugleich zieht innerhalb derselben eine innere, ältere Nehrung etwas ausserhalb Mobile-Bay gegen Cat Island. Wenn in den letzten Jahrhunderten die Strandlinie wesentlich verschoben worden wäre, so müsste die ältere Nehrung entweder in den Sedimenten begraben oder über die heutige Nehrung erhöht sein. Sie liegt aber in der Höhe der heutigen Bildungen. —

Wir kehren nun zum Norden zurück und wenden unsere Aufmerksamkeit jenen Spuren einer veränderten Lage des Strandes zu, welche uns in demselben Gebiete aus früheren Zeitläuften erhalten sind.

Während alle jene Angaben, welche sich auf Veränderungen der Strandlinie in der Gegenwart beziehen, zweifelhaft oder unrichtig sind, begegnet man rings um den nordatlantischen Ocean und an den Ufern des Eismeeres zahlreichen Beweisen von negativen Bewegungen, welche einer früheren Zeit angehören. Viele Beobachter, unter welchen hier nur Middendorff genannt sein mag, bemerkten, dass die Zeichen der Erhebung des Landes gegen den Nordpol zunehmen. Aber nach den in den norwegischen Fjords gewonnenen Erfahrungen ist es nicht möglich, alle die sehr zahlreichen Angaben von hochliegenden Terrassen in den arktischen

Ländern ohne weitere Prüfung als ebensoviele zuverlässige Nachweise eines höheren Standes der Strandlinie des Meeres anzusehen. Selbst vereinzelte kleinere Meeresconchylien sind nicht ganz zweifellose Merkmale, denn schon vor Jahren machte mich der hochverdiente Jap. Steenstrup warnend darauf aufmerksam, dass die Eidergans aus unerwartet grosser Tiefe Conchylien tauchend heraufbringt und selbst das Gehäuse der *Rhynchonella psittacea* auf der Höhe der Felsen aus dem Kropfe wirft.[16]

Die genaueren Angaben aus SW. Grönland (II, S. 451) zeigen deutlich, dass die Terrassen viel beträchtlichere Höhen erreichen als die Muschelbänke. Leider sind die Berichte aus dem hohen Norden nicht immer so eingehend; die Aufmerksamkeit wurde durch die Stufen gefesselt; diese wurden ohne Bedenken als ebensoviele Strandlinien des Meeres anerkannt, und man ist nur selten im Stande, mit voller Bestimmtheit zu entnehmen, wie hoch wirklich Muschelbänke reichen. Dazu kommt noch, dass streckenweise die auffallendsten horizontalen Linien und schanzenförmigen Berge nicht durch junge Stufenbildung, sondern durch die horizontale Schichtung des paläozoischen Kalksteins erzeugt sind, wie es z. B. Sutherland am Cap Fellfoot (lat. 74° 31′, long. 88° 20′) beschreibt.[17]

Einige Beispiele von Abstufung mögen nun folgen; es sind insbesondere, doch nicht ausschliesslich, solche gewählt, welche von Meeresconchylien begleitet sind.

An der Ostseite von Grönland hat Payer an vielen Stellen zwischen 75° 20′ und 73° n. Br. Terrassen angetroffen. In grösserer Anzahl übereinander und mehrere hundert Fuss hoch hinaufreichend finden sie sich im NO. Theile der Insel Shannon; sie wiederholen sich im Süden der Sabine-Insel an der Küste zwischen Cap Broer Ruys und der Mackenzie-Bucht.[18]

An der NW. Seite von Grönland erreichen sie eine ganz ausserordentliche Entwicklung. Sie reichen bis in den höchsten Norden, so weit überhaupt der Mensch noch vorgedrungen ist, häufig bis zu beträchtlichen Höhen von Meeresmuscheln begleitet. Capt. Feilden berichtet, dass er beinahe an jedem besuchten Punkte an den Küsten im Smith-Sunde irgend welche Spuren dieser Art gefunden habe, sowie auch N. von demselben auf Grinnell-Land und an der gegenüberliegenden Küste Grönlands. Bis 82° 35′

wurden in dem abgestuften Lande Meeres-Conchylien hoch über dem heutigen Strande gesammelt. In Discovery Harbour, Grinnell Land (81° 45′), wo das Schiff ‚Discovery‘ 1875—1876 überwinterte, liegen Bänke mit *Saxicava rugosa, Astarte borealis* und anderen arktischen Arten tausend Fuss über dem heutigen Meeresspiegel. In der Polaris Bay (81° 40′) liegen nach Bessels Treibholz und *Mya truncata* bis zu 1800 Fuss hoch über dem Meere. Hayes erwähnt, dass in allen Häfen und Buchten, welche er N. von Cap York besuchte, Terrassen zu sehen waren, so insbesondere in Van Rensselaer-Hafen (78° 40′). In Port Foulke (78° 20′) traf derselbe 23 mit grosser Regelmässigkeit übereinanderfolgende Stufen.[19]

‚Ich zählte,‘ sagt Kane, ‚heute 41 deutliche Absätze oder Terrassenstufen zwischen unserer Wasserlinie und den Syenitkämmen, durch welche Mary River sich zwängt. Ihre Breite ist 12, 24, 36 oder eine Mehrzahl von 12 Schritten. Diese imposante Reihe erhebt sich in 41 riesigen Stufen bis zu der Höhe von 480 Fuss . . . Sie sind noch auffallender als im Wellington Caanal und erinnern an Glen Roy . . .‘[20]

Die Vorkommnisse in SW. Grönland sind bereits erwähnt worden. (II, S. 451.)

Auf Cornwallis und Beechey-Islands (74° 40′—75°) in der Barrow-Strasse und im Wellington-Canal traf Sutherland noch tausend Fuss über dem Meere, auf den höchsten Punkten des Landes, die Schalen arktischer Meeresconchylien von heute lebenden Arten. In besonderer Deutlichkeit tritt nach Armstrong der abgestufte Bau der Küste in der kleineren der Princess-Royal-Islands in der Investigator-Strasse hervor, zwischen Baring Island und Prince Albert-Land. Auf Baring Island selbst, auf der Höhe der Coxcombe-Kette, sammelte M'Clure *Cyprina Islandica* 500 Fuss über dem Meere, und in Port Kennedy, am N. Ende von Boothia, fand Dr. Walker, ein Begleiter M'Clintock's, *Saxicava rugosa, Astarte borealis, Cyprina Islandica* und ähnliche Arten in verschiedenen Höhen von 100 bis zu 500 Fuss. In 150 Fuss lagen Knochen von einem Walfische.[21]

Endlich wollen wir erwähnen, dass Klutschak, der Begleiter Schwatka's, auf dem Marsche von der Nordküste der Hudsons-Bay nach King Williams-Land, in der Simpson-Strasse, längs der

flachen Küste Terrassen von 30 bis 40 Fuss antraf,[22] und wollen nun, den arktischen Archipel verlassend, zur Hudsons-Bay vorschreiten.

An dem N. Theile der Hudson-Strasse, und zwar an der ganzen Küste zwischen Nain und Resolution Island (62°), traf Capt. Jehabod Handy hohe Stufen, bei Nain eine alte Küstenbildung 300 Fuss über dem Meere, bei Resolution 200 Fuss hoch, mit drei Terrassen. In der Nähe von Smyth's Harbour, in dem NO. Theile der Southampton Insel, wurde Back schon vor vielen Jahren durch die Regelmässigkeit der Terrassen in Erstaunen gesetzt. Die jungen Meeresablagerungen mit *Saxicava rugosa*, *Pecten islandicus, Rhynchonella psittacea* und anderen Vertretern der heutigen Fauna treten nicht unbeträchtlich über den heutigen Umriss der Hudsons-Bay hinaus; Rob. Bell traf sie am Churchillflusse 96 Kilom. oberhalb der Mündung in etwa 350 Fuss Höhe über dem Meeresspiegel; im Gebiete des Nelsonflusses bis zu 56° 31′, in 200 Fuss; längs des Kenogami, eines Nebenflusses des Albany, ungefähr 450 Fuss und am Missinibi im Gebiete des Originalflusses (Moose River) etwa 300 Fuss über dem Meere. SO. von der Hudsons-Bay, an allen Inseln und Küsten von Eastwain sieht man Spuren trocken liegenden Strandes bis zu 300 Fuss, und Bell zweifelt nicht daran, dass weiter landeinwärts noch höher liegende Spuren vorhanden seien. Treibholz liegt hier 30, ja sogar 40 und 50 Fuss über dem Meere und verschwindet in den höheren Lagen unter dem Einflusse der Verwitterung.[23]

In Labrador traf Hind Stufen bis zur Höhe von 1000 oder 1100 Fuss. Hier sind sie wie in Norwegen stellenweise in harten Fels geschnitten, so nach Packard bei Strawberry Harbour bis zu 500 Fuss; in Domino Harbour sind sie in Quarzit, an anderen Orten in Trapp geschnitten und scheinen wahre Seter zu sein. Besonders ausgeprägt sind die Terrassen zu beiden Seiten der Belle-Isle-Strasse. Chimmo beschreibt die regelmässigen Stufen an dem Ankerplatze Aillick. Auf Neu-Fundland verfolgte Milne die Stufen bis beiläufig 1000 Fuss.[24]

Dieselben jungen Meeresbildungen, welche wir nun im hohen Norden, an der Hudsons-Bay und weit aufwärts in den Thälern des Albany und Moose River angetroffen haben, erreichen endlich Kingston am Ontario-See und bedecken einen nicht ganz unbe-

trächtlichen Theil des Landes mit allen Merkmalen einer transgredirenden, marinen Formation. Diese Ablagerungen werden von Dana und vielen anderen amerikanischen Geologen als Champlain-Ablagerungen nach ihrer besonderen Entwicklung um den Lake Champlain südlich von Montreal, von Dawson und Anderen als Postpliocän bezeichnet.

Diese Meeresablagerungen liegen über dem Drift der Eiszeit und sind jünger als die letztere. Von Neu-Braunschweig südwärts unterscheidet man über dem Blocklehm des Drift zwei Glieder, und zwar den *Leda*-Thon und über demselben den *Saxicava*-Sand. Der *Leda*-Thon besitzt nach der Darstellung Dawson's eine wechselnde Mächtigkeit, welche bis zu 100 Fuss steigt, enthält in einzelnen Fällen kein anderes Fossil als *Leda arctica*, gleicht sehr den jetzigen Ablagerungen im Golfe von S. Lorenzo und wurde wahrscheinlich in Tiefen von 20—100 Faden gebildet. Der *Saxicava*-Sand scheint nicht in allen Fällen scharf abgetrennt zu sein.

Es ist kein Anzeichen dafür vorhanden, dass während der Champlain-Periode das Klima strenger gewesen sei als heute. Man trifft allerdings nach Dawson im *Leda*-Thone von Ottawa die Reste einer Flora, welcher aus der heutigen Pflanzenwelt Canadas insbesondere solche Arten angehörten, die ein etwas strengeres Klima vertragen, doch finden sich arktische Formen nicht vor. Es fällt im Gegentheile das sehr häufige Vorkommen von Aststücken und Blättern der heute um Ottawa seltenen *Populus balsamifera* auf; diese Reste mögen jedoch herbeigeflösst sein. *Populus balsamifera* findet sich auch heute noch bis in sehr hohe Breiten häufig unter dem Treibholze. Der Bison wurde schon von Lyell aus diesen Ablagerungen erwähnt.[25]

Im *Leda*-Thone liegen ferner Reste vom grönländischen Seehunde, vom Walross, Thonknollen mit dem Kapelan *(Mallotus villosus)* und dem Seehasen *(Cyclopterus lumpus)*, dann viele Foraminiferen in Arten, welche alle heute noch im Golfe von S. Lorenzo leben. Der grosse Wal, *Beluga Vermontana*, der im *Saxicava*-Sande gefunden wurde, soll allerdings von den lebenden verschieden sein.

In Bezug auf die reiche Molluskenfauna der Champlain-Stufe bemerkt Packard Folgendes.

Eine oder zwei Arten, *Fusus Labradorensis* und vielleicht *Bela robusta*, sind als erloschen anzusehen; alle anderen leben heute noch und ihre Verbreitung unterliegt heute der Hauptsache nach denselben Einflüssen wie damals. Zwischen dem Gebiete der arktischen Meeresfauna von Grönland und dem Cap Cod bestehen nämlich heute zwei von einander deutlich verschiedene Meeresfaunen. Die erste, die Syrtensische oder Labradorfauna, bewohnt Hudsons-Bay, Labrador und die Nordküste von Neu-Fundland. Sie folgt jedoch streckenweise jenem Zweige des kalten Gegenstromes, welcher den Golfstrom von dem Festlande trennt, und dringt in vereinzelten Vorkommnissen an den Sandbänken der Küste ziemlich weit gegen Süd. Sie schiebt sich dabei in das Gebiet der südlichen, Acadischen Fauna ein, welche in ihrem Vordringen gegen Nord von der Ausbreitung des Golfstromes abhängt.

Die Conchylienfauna des *Leda*-Thones und des *Saxicava*-Sandes lässt nun erkennen, dass zu jener Zeit die Syrtensische Fauna den Lorenzostrom aufwärts bis Quebec und Montreal lebte, während O. vom Sacoflusse und bei Portland diese Fauna sammt den wenigen beigemengten arktischen Arten der Acadischen Fauna weicht.

Hieraus schliesst Packard, dass damals ein Ast des kalten Gegenstromes durch die heutige Belle-Isle-Strasse, den heutigen Lorenzo aufwärts in der Richtung des Champlainsees floss, während das östliche Gebiet unter dem erwärmenden Einflusse des Golfstromes stand. Es breiteten sich daher allerdings einzelne arktische Begleiter der Syrtensischen Fauna, wie *Leda arctica*, *Pecten groenlandicus* und Andere weiter gegen Süden aus als heute, aber andererseits trifft man in diesen Ablagerungen auch schon auf Nantucket typische Arten der warmen Virginischen Fauna, wie *Venus mercenaria*.[26]

Diese Vorkommnisse von Nantucket sind schon im J. 1849 von Desor und Cabot, später von Verrill und Scudder beschrieben worden.

Eine Lage von Serpulit, gebildet aus den verflochtenen Röhren der *Serp. dianthus*, wie sie von Niederwasser bis zu — 8 Fad. vom südlichen Neu-England bis Carolina heute an geschützten Stellen getroffen wird, trennt nämlich auf Sankoty Head, Nantucket Eiland,

zwei muschelführende Lagen. Die tiefere Lage enthält die Conchylien des südlichen Typus, wie dickschalige Exemplare der genannten *Venus mercenaria*, dann *Modiola hamata*, *Cumingia tellinoides*, *Arca subtransversa* und Andere, während über der Serpulitenbank eine nordische Fauna mit *Buccinum undatum*, *Astarte castanea*, *Cyclocardia borealis*, *Mya truncata* und Anderen liegt. Ein guter Theil der Sandbänke, welche hier die amerikanische Küste begleiten, ist, wie die Muschelbänke von Nantucket, nach Verrill nicht als eine ganz junge Anschwemmung des Meeres, sondern als ein Rest der abgeschwemmten Champlain-Ablagerungen anzusehen.[27]

Das wichtigste Ergebniss dieser Untersuchungen ist aber, dass der Golfstrom bereits zu jener Zeit bestand.

Die Muschelsande reichen den Lorenzo aufwärts über Montreal bis Kingston; auch noch viel weiter landeinwärts sieht man abgestuftes Land, aber keine Meeresmuscheln. Dawson hat ein vortreffliches Gesammtbild dieses Gebietes entworfen und zahlreiche Terrassen gemessen. Bei les Éboulements, Petite Mal-Bay und Murray-Bay, sämmtlich am unteren Lorenzo (47° 40′ bis 47° 30′), sieht man an dem ersten Punkte eine alte Strandlinie in 274 M. und noch sechs Linien darunter; an dem zweiten sind sechs Linien die höchste in 228 M., an dem dritten acht Linien, die höchste in 136·5 M. vorhanden. An dem vereinzelten Mount Royal (Montreal 45° 30′) sind wenige Hauptlinien sichtbar und zwischen denselben viele untergeordnete. Die tiefste Hauptstufe, Sherbrooke Street Terrace, liegt 36·6 M. hoch im *Leda*-Thon; die nächste, Waterwork Terrace, in 67 M. ist in den untersilurischen Kalkstein eingekerbt, und ich weiss nicht, ob sie zu den Seter zu rechnen ist. Drei höhere Stufen liegen in 117·6, 134·1 und 143 M.; diese letzte ist von einer sehr deutlichen Strandbildung mit Geröllen und *Saxicava arctica* begleitet.[28]

Im südlichen Neu-Braunschweig unterscheidet Mathew Stufen bis 105 M., während nach Hind in der Fundy-Bay die höchste Strandlinie in 149 M. angeführt wird. An den Küsten von Maine (45° bis 43°) sieht man streckenweise dieselben Terrassen; Shaler erkennt mit Bestimmtheit, dass ihre Höhe über dem Meere gegen Süd abnehme.[29]

Diese selbe Meinung, dass die Strandlinien in diesem Gebiete südwärts an Höhe abnehmen, ist von Dana oftmals hervorgehoben worden; die nachfolgenden Ziffern aus Dana's anschaulicher Darstellung mögen hinreichen, um dies zu zeigen, denn wenn auch öfters gerade der höhere Theil der Strandbildungen verloren gegangen sein mag, erschüttert das nicht wesentlich die Uebereinstimmung des Ganzen.

Wir hatten am unteren Lorenzo noch die hohe Ziffer von 274 M., doch ohne Conchylien getroffen, in der Fundy-Bay 149, bei Montreal mit Conchylien 143 M. An den Ufern des Lake Champlain (45° bis 44°) nennt Dana 120 M., bis 99 M. Seemuscheln enthaltend, am Point Shirley bei Boston (42° 45′) nur 22·8 M. bis 30·4 M., auf Nantucket (41° 20′) nur 26 M., endlich an den südlichen Küsten von Neu-England (etwa bis 41°) nur 40 bis 50 Fuss (12·2 bis 15·3 M.).[30]

Obwohl nun Vieles zweifelhaft bleibt, und obwohl die Höhe des Sedimentes nicht von der Höhe des Meeresspiegels allein abhängig ist, sondern auch von vielen anderen Umständen, verzeichnen wir vorläufig die Erfahrung, dass im östlichen Nordamerika in hohen Breiten junge Muschelablagerungen in grosser Höhe vorkommen, und dass die postglacialen Champlain-Ablagerungen, welche vermuthlich ihre Fortsetzung sind, südwärts und insbesondere zwischen dem 50. und 40. Breitengrade an Höhe über dem heutigen Meeresspiegel abnehmen.

Die Terrassen, welche im Innern des Nordens der Vereinigten Staaten auftreten, sind auf verschiedene Art gebildet; viele sind Flussterrassen, andere durch Abschluss des Thales durch Eis gebildet, wie die norwegischen Terrassen. Davis hat diese richtig mit dem Marjelen-See am Aletsch-Gletscher verglichen und vermuthet sogar, dass die Terrassen, welche 200 bis 300 Fuss über dem heutigen Spiegel des Lake Superior sichtbar sind, ihre Entstehung kleineren Wassermengen verdanken, welche zwischen dem Ufer und der Stirn des zurücktretenden Eises lagen.[31]

Diese Vorkommnisse bleiben ausser Betracht und wir wenden uns den jüngsten Meeresablagerungen Nordeuropas zu.

2. Oestliche Küsten des nordatlantischen Meeres. Geikie hebt hervor, dass weder die Faröer-, die Shetland- noch

die Orkney-Inseln eine Spur von Strandveränderung in heutiger Zeit bieten, und dass auf den Faröern Höhlen vorhanden sind, welche die Brandung in den Basalt höhlt, welche aber alle in der Linie des heutigen Strandes liegen und in grösseren Höhen nicht vorkommen.[32]

Dennoch fehlt es an den westeuropäischen Küsten nicht an Angaben dieser Art, welche sich zum übergrossen Theile auf versenkte Waldungen und Moore beziehen. Ich beschränke mich darauf, ein einziges, oft besprochenes Beispiel von der französischen Küste zu erwähnen.

An der Mündung der Garonne galt eine andauernde und ziemlich rasch fortschreitende Senkung des Bodens für sichergestellt. Als Beweise führte man an: die Ueberdeckung weiter Flächen durch die Fluth, welche in früheren Jahren trocken geblieben waren; das Auffinden von prähistorischen Wohnsitzen unter dem Niveau der Fluth; endlich die fortwährende Verkleinerung der westlich ausserhalb der Mündung liegenden Insel Cordouan und das Sinken derselben sammt ihrem Leuchtthurme. Eine kritische Studie von Artigue zeigt, dass alle diese Anzeichen trügerisch sind. Die Fluth überdeckt heute eine grössere Fläche im Gebiete des Aestuariums, weil bei der zunehmenden Verschlämmung des Flusses die Tiefe sich vermindert hat, und zugleich durch Erosion die Zugangsöffnung der Fluth zum Aestuarium seit 1785 von 4·7 auf 6·3 Kilom. vergrössert wurde. Durch diese erweiterte Pforte dringt zur Zeit der Fluth eine grössere Wassermenge ein und bedeckt folglich auch eine grössere Fläche. Die prähistorischen Niederlassungen befinden sich allerdings unter dem Niveau der Fluth und werden täglich von derselben bedeckt, aber sie befinden sich an dem äusseren Saume der Dünen. Das Land innerhalb der Dünen liegt eben so tief und zeigt die gleichen Spuren von Niederlassungen; hier sind sie durch die Düne geschützt. Die Niederlassungen ausserhalb der Düne sind daher nur ein Zeichen des Vorschreitens der Düne bei unveränderter Lage des Festlandes. Die Insel Cordouan hat sich nicht gesenkt, sonst müsste der Leuchtkreis ihres Feuers sich verringert haben, was nicht der Fall ist; ihre Verkleinerung geschieht durch den Anprall der Wogen.[33]

Nach diesem Beispiele angeblicher heutiger Veränderungen betrachten wir wieder die aus einer früheren Zeit stammenden Anzeichen.

In Island, insbesondere in dem SW. Theile der Insel, tritt muschelführender Thon, an einer Stelle in der Nähe von Reykjavik auch Tuff auf, welche Meeresconchylien enthalten. Eine über denselben beobachtete Strandlinie in + 40 M. entspricht nach Keilhack wahrscheinlich dem damaligen Stande des Meeresspiegels; die Conchylienfauna gleicht jener von Spitzbergen; die Ablagerungen ruhen auf eisgeschliffener Lava und werden der Champlain-Serie Nordamerikas gleichgestellt.[34]

Hievon verschieden sind die muschelführenden Lagen von Húsavik im Norden der Insel (66° 10′), welche mit Tuff und lignitischen Lagen wechseln; es scheint aus Gardner's Darstellung hervorzugehen, dass sie etwas grössere Höhen erreichen als jene von Reykjavik, und ihre Fauna ist eine andere. (II, S. 155.) Mörch und S. V. Wood sind der Meinung, dass sie im Alter dem englischen Crag, namentlich dem rothen Crag entsprechen; Gwyn Jeffreys, welcher sie für jünger hält, hebt hervor, dass in Húsavik mehrere Arten erscheinen, welche der heutigen nordamerikanischen Fauna angehören, wie *Mesodesma deauratum*, *Natica heros* und Andere. Diese Thatsache ist um so merkwürdiger, als die heutige Meeresfauna Grönlands mehr europäische als amerikanische Merkmale besitzt; sie zeigt vielleicht auch das Alter des Golfstromes an.[35]

Die norwegischen Meeresablagerungen sind am genauesten in dem Fjord von Christiania bekannt; die von Sars, Kjerulf und Anderen gegebenen Darstellungen lehren Folgendes.

Es sind zwei verschiedene Meeresablagerungen vorhanden; der Strand der älteren befand sich in + 600 bis 620 Fuss (188 bis 194 M.) und der jüngere Strand in beiläufig 240 Fuss (75 M.).

Die ältere Fauna hat ein arktisches Gepräge und wird deshalb meistens als die glaciale Fauna bezeichnet, obwohl diese Ablagerungen jünger sind als die grosse Eisdecke. *Mya truncata*, sehr dickschalige Exemplare der *Saxicava rugosa*, *Buccinum groenlandicum*, *Leda (Yoldia) arctica* gehören zu den bezeichnendsten Arten. Im Fjord selbst liegt bei Dröback von — 80 bis — 70 Faden herauf bis zu — 8 bis — 7 Faden in grossen Mengen von todten Exemplaren

Oculina prolifera, welche heute nicht über — 100 Fad. lebt und bis — 300 Fad. hinabreicht. Bei der kleinen Insel Barholmen reicht der Thon mit den todten Stücken dieser Koralle bis + 30 Fuss herauf. Dies sind die Ablagerungen der tieferen Zonen aus der Zeit der älteren Fauna, welche durch die negative Bewegung theils in geringere Tiefen und theils über die Strandlinie gelangt sind. Die älteren Ablagerungen enthalten auch die Marleker, d. i. flache Mergelknollen, in welchen Sars die arktische Conchylienfauna, Collett eine grössere Anzahl arktischer und nordatlantischer Fische wie *Gadus Morrhua, Mallotus villosus, Clupea harengus* und Andere nachgewiesen haben. Diese Mergelknollen scheinen ganz übereinzustimmen mit den fischführenden Knollen des *Leda*-Thones von Canada, welcher überhaupt die grösste Aehnlichkeit zeigt.

Die jüngere Fauna unterscheidet sich durch das Zurücktreten der arktischen Merkmale; *Leda arctica* und *Siphonodentalium vitreum* sind verschwunden; *Pecten Islandicus* ist seltener, *Mya truncata* und *Saxicava rugosa* sind dünnschaliger, statt *Buccinum groenlandicum* tritt *Bucc. undatum* auf; dabei überwiegen Arten wie *Cardium edule, Littorina littorea, Mytilus edulis.* Es erscheinen sogar zwei Gäste aus dem Mittelmeere, *Tapes decussata* und *Pholas candida,* beide Seichtwasser-Bewohner, welche sich in Norwegen nicht behauptet haben und heute den dortigen Meeren fremd sind.[36]

Noch bei Trondhjem erreichen Muschelbänke mit arktischen Conchylien + 380 Fuss (119 M.; II, S. 444), aber weiter gegen Norden fehlen die höher liegenden Spuren von Meeresconchylien; ich habe sie, wie gesagt, in Tromsö Stift nicht gesehen, und Pettersen hält gewisse, dort bis + 53 M. reichende muschelführende Ablagerungen für möglicherweise interglacial (S. 449). Dagegen ist die jüngere und tiefer liegende Stufe bis über 70° n. Br. am Ufer an mehreren Stellen deutlich sichtbar.

Manche Umstände sprechen für die Richtigkeit der von Pettersen und Anderen vertretenen Ansicht, dass das Fehlen der höher liegenden und älteren Horizonte nur der im Norden länger andauernden Vereisung des Landes zuzuschreiben sei. Es ist also vielfache Vorsicht bei allen Folgerungen nöthig, welche sich auf die einstige Meeresbedeckung eines Theiles von Norwegen beziehen,

erstens weil viele der hochliegenden Strandmarken nicht vom Meere herrühren, sondern von Eisseen, zweitens weil die Erfahrung in Grönland zeigt, dass in der Nähe der Gletscher wegen der grossen Menge zusitzenden süssen Wassers die Meeresconchylien fehlen, und drittens weil Meeresablagerungen überhaupt erst bleibend zur Bildung gelangen konnten, als die Gehänge eisfrei waren, oder so lange sie es in einer interglacialen Epoche gewesen sind.

Auch Otto Torell unterschied in der meisterhaften, im J. 1876 veröffentlichten Gliederung der jüngeren Gebilde Schwedens zwei im Alter wesentlich verschiedene Meeresablagerungen. Die ältere besteht aus Sand und Thon mit *Leda (Yoldia) arctica;* sie ist jünger als die grosse Vereisung, und ihr schliessen sich die Muschelbänke von Uddevalla an, in welchen die arktischen Merkmale nicht so auffallend sind. Später erst, nach der Terrassenbildung, erscheint nach Torell die zweite Meeresablagerung, welche schon den recenten Bildungen zugezählt wird, mit *Mytilus, Tellina* und der heutigen Fauna des baltischen Meeres; dies ist die postglaciale Stufe der norwegischen Geologen.[37] Noch in S. Ångermanland nennt Gumaelius *Myt. edulis* und *Tellina baltica* aus + 250 Fuss (77 M.), aber in Finnland traf Jernström die muschelführenden Schichten nicht höher als 60 Fuss, Fr. Schmidt auf Oesel in 30 bis 60 Fuss, mit einem Uferwalle im finnischen Busen in + 100 Fuss (31·3 M.), wobei dieser zuverlässige Beobachter hinzufügt, dass sie nicht in das Gebiet des Ladoga und des Onega reichen, obwohl arktische Muschelbänke von Murchison bei Ust-Waga an der Dwina, nahe dem Einflusse der Waga, angetroffen wurden.[38]

Auch im Süden, in Deutschland, erscheinen die Meeresablagerungen nur in geringer Höhe; Jentzsch hat in Westpreussen am Frischen Haff *Leda arctica* gefunden und marine Lagen bei Marienwerder beschrieben, Berendt führt z. B. bei Colberg eine Bank mit *Cyprina islandica* und Nordseeconchylien an; in Schleswig-Holstein tritt Mergel auf, welcher neben *Mytilus* und *Tellina* auch *Cypr. islandica* enthält. Nirgends reichen jedoch nach den bisherigen Funden diese marinen Sedimente allzuweit in das Festland herein.[39]

Für Grossbritannien liegt eine sehr grosse Anzahl von Beobachtungen über ähnliche Vorkommnisse vor; ich beschränke mich

darauf, die letzte übersichtliche Darstellung durch Arch. Geikie anzuführen. Hienach kennt man in Schottland arktische Meeresconchylien bis + 524 Fuss (161 M.), dann andere Muschelbänke mit mehr oder minder hervortretendem nordischen Charakter an vielen Orten in geringeren Höhen, so am Clyde bei einer muthmasslichen Lage des Strandes in + 100 Fuss (30·5 M.). Weiter im Süden sind an einzelnen Stellen in weit beträchtlicheren Höhen, z. B. bei Macclesfield in Cheshire in 1200 Fuss (365 M.) und auf der Höhe des Moel Tryfaen in 1350 Fuss (411 M., nach Ramsay etwa 1170 Fuss = 357 M.) Schollen von muschelführendem Sand gefunden worden. Ramsay hat den letzteren Punkt beschrieben; der Conchyliensand liegt dort zum Theile unter einer Moräne. Geikie ist nicht der Ansicht, dass wirklich einmal der Strand des Meeres so hoch gestanden habe, sondern vermuthet, dass diese Schollen vom Eise aufwärts geschoben wurden. Der ganze ‚Crag of Bridlington' in Yorkshire, welcher arktische Conchylien enthält, soll nur eine lose Scholle im Blocklehm sein. Ausser diesen vereinzelten hochliegenden Vorkommnissen erscheinen aber auch in England Muschelbänke in tieferen Lagen, bis hinab zu den zahlreichen ‚raised Beaches', welche die heutigen Ufer begleiten.[40]

Die merkwürdigen Umstände, unter welchen diese zuweilen auftreten, sind an der Küste von Sangatte, bei Calais, bereits erwähnt worden. (II, S. 527.)

Sieht man nun von den für zweifelhaft geltenden, hochliegenden Funden in Cheshire und Wales ab, so trifft man in Schottland und im Fjord von Christiania arktische Conchylien in Höhen, welche nicht allzusehr abweichen. Die schottischen Vorkommnisse reichen nämlich thatsächlich bis 161 M. und die norwegischen thatsächlich bis 520 norw. Fuss = 163 M., während der Wasserstand von + 188 bis 194 M. für die letzteren aus der Tiefe gefolgert wird, in welcher ähnliche Conchylien heute zu leben pflegen. Es scheint aber nicht, als ob etwa gegen die baltischen Länder hin das Niveau sinken würde. Es haben nämlich die finnischen und baltischen Vorkommnisse nicht mehr die streng arktischen Merkmale der hochliegenden Stufen, sondern sie gleichen den in Skandinavien tiefer liegenden Stufen, d. i. der heutigen Fauna, oder mit anderen Worten: gegen Osten nimmt nicht die Höhe der

Ablagerungen ab, sondern es fehlen die älteren hochliegenden Bänke, während die tieferen in mehr oder minder gleichbleibender Höhe sich fortsetzen. Inwieweit nun die hochliegenden arktischen Meeresablagerungen nachträglich zerstört sind oder wegen andauernder Vereisung des Landes gar nicht zur Ablagerung gelangten, mögen weitere Untersuchungen entscheiden. Sicher ist, dass man die tiefer liegenden jüngeren Bänke an den britischen und auch an den belgischen und französischen Ufern erkennt. Sie zeigen eine ausgebreitete Höhenlage des Strandes in einer Zeit an, welche weit jünger ist als die Glacialzeit. Schon bei einem Stande von + 75 M. hatten wir sogar im Fjord von Christiania zwei mediterrane Gäste zu erwähnen, welche auf ein milderes als das heutige Klima weisen, und hieher gehört auch der lichte Muschelsand von Bodö und Tromsö.

Die Frage, ob die Höhe dieser postglacialen Meeresablagerungen gegen Süden abnehme, ist daher wie so viele andere Fragen in Europa nicht so leicht zu beantworten als in den Vereinigten Staaten. Dennoch bin ich der Ansicht, dass dies allerdings in Europa auch der Fall ist. In den hohen Breiten nördlich von Europa finden sich, wie sofort gezeigt werden wird, Spuren des Meeres in ansehnlichen Höhen. In Süd-Norwegen und in Schottland liegen Bänke mit arktischen Conchylien in 163 und 161 M. Jüngere Ablagerungen von minder arktischem Charakter erreichen aber viel grössere Verbreitung.

Nun darf nicht vergessen werden, dass das Erscheinen der nordischen Gäste im Mittelmeere wahrscheinlich den Zeitpunkt der strengsten Temperatur bezeichnet. Dieser liegt aber um einen beträchtlichen Zeitraum weiter zurück als die *Leda*-Thone und die Aequivalente der Champlain-Ablagerungen, welche, obwohl sie arktische Conchylien enthalten, in Norwegen sicher jünger sind als die Zeit der grössten Vereisung. Darum muss ihr Zeitäquivalent in den Muschelbänken des Mittelmeeres wahrscheinlich in geringerer Seehöhe liegen als der Horizont der meisten nordischen Gäste. Ebenso ist es ganz wahrscheinlich, dass zur Zeit ihrer Ablagerung im arktischen Norden noch ein grösseres Gebiet vereist war als heute, und dass folglich die hochliegenden Muschelbänke des arktischen Nordens jünger sind als die *Leda*-Thone von Norwegen.

Wir verlassen aber diese Muthmassungen und wenden uns wieder dem Norden zu.

3. Der Norden Eurasiens und die Westküste des nordpacifischen Meeres. Die Terrassen des arktischen Amerika und von Grönland wiederholen sich in Spitzbergen. Ein sonderbarer Umstand tritt hinzu. Nordenskjöld und Drasche trafen auf dieser Insel in grösserer Menge Schalen des *Mytilus edulis* in geringer Höhe über dem Strande, mit erhaltener Farbe und erhaltenem Schlossbande. Diese Muschel scheint, nach den vorliegenden Nachweisen, heute nicht in so hohen Breitegraden fortzukommen. Die Vorkommnisse sind offenbar ganz jung und sie lassen sich nicht, wie es wohl versucht worden ist, durch das wärmere Klima einer Interglacialzeit im hohen Norden erklären.[41]

Der Austria-Sund, Franz Josefs-Land, ist nach J. Payer's Ausdruck von Stufen des Schuttlandes mit Conchylien umgeben wie von hypsometrischen Curven.[42]

Middendorf hat ähnliche Abstufungen bis über + 200 Fuss auf Wadsö im Warangerfjord, auf der Halbinsel Ribátschij und der Insel Kildin an der Murman'schen Küste getroffen. Obwohl von diesen Stellen keine Meeresconchylien erwähnt werden, steht doch die einstige Transgression um so weniger ausser Zweifel, als, wie bereits erwähnt worden ist, Murchison muschelführende Lagen in der Nähe des Einflusses der Waga in die Dwina, bei Ust-Waga angetroffen hat; das Meer hat sicherlich nach der glacialen Zeit den unteren Theil des heutigen Dwina-Thales bedeckt.[43]

Auf Nowaja-Semlä trafen Wilczek und Höfer gestuftes Land mit Meeresconchylien bis zu + 300 Fuss (95 M.), und Nordenskjöld fand, abgesehen von Meeresconchylien, welche durch Vögel verschleppt waren, auch subfossile Conchylien, insbesondere eine *Arca*, in der Rogatscheff-Bucht, 5 Kilom. vom heutigen Ufer, in 100 Fuss. Während so auf der grossen Doppelinsel die negative Veränderung sich kundgibt, treten nach den Beobachtungen von Keyserling, welche Karpinsky bestätigt, die Ablagerungen mit Conchylien des Eismeeres in den unteren Theil des Petschora-Gebietes ein; sie erscheinen am unteren Ob, und die Untersuchungen von F. Schmidt, Lopatin und Nordenskjöld lehren, dass auch am unteren Jenissei bis über Dudino (etwa 69° 20′)

dieselben Meeresablagerungen vorhanden sind. Sie bilden den Untergrund der Tundren, und bis zu 200 Fuss über dem Taimyrflusse traf Middendorf noch die Meeresmuscheln, insbesondere *Mya truncata*.[44]

Ausser den muschelführenden Lagen sieht man aber auch grosse Mengen von Holzstämmen, in lange horizontale Reihen mit bestimmten Zwischenräumen geordnet, im Taimyr-Lande. Dies ist das sogenannte Noah-Holz. ‚Demnach würde,' sagt Middendorf, ‚eine genauere Nachforschung wohl noch jetzt erweisen können, dass das Noah-Holz nicht unregelmässig, sondern in regelrechten, ziemlich parallel hintereinander zum Meere sich hinabsenkenden Strandlinien über die Tundra vertheilt ist, jede einzelne Strandlinie in ihrem ganzen Verlaufe genau gleich hoch über der Meeresfläche stehend.' An den Mündungen der Lena, der Kolyma und an sehr vielen anderen Strecken dieser nordischen Uferländer wird das Noah-Holz in verschiedenen Höhen über dem Meere erwähnt. Die Frage nach der Entstehung dieser Holzlager ist aber noch keineswegs gelöst; Bunge und Toll haben gezeigt, dass die ‚Holzberge' der neusibirischen Inseln jenen pflanzenführenden Tertiärablagerungen angehören, welche in den hohen Breiten eine so erstaunliche Verbreitung besitzen.[45]

Aus den Berichten, welche das Vorkommen von Meeresablagerungen in dem Unterlaufe der Lena, der Indigyrka und Kolyma zeigen, ergibt sich auf das Unzweifelhafteste, dass der Unterlauf all der grossen sibirischen Flüsse mehr oder weniger weit landeinwärts vom Meere überdeckt gewesen ist, und zwar in einer Zeit, welche jünger ist als die Eiszeit.

Junge Muschelbänke, wie sie auf den Aleuten bekannt sind, scheinen auch in Kamtschatka nicht zu fehlen. An den Abhängen der Kurilen kennt man Terrassen; insbesondere beschreibt Milne bei Furubets auf Iturup, der grössten der Kurilen (etwa 44° 30′ bis 45° 30′), zwei Stufen, deren eine + 400 bis 500 Fuss, die andere in + 130 Fuss liegt. Nur die zweite wird auch an anderen Orten erwähnt. Bei dem benachbarten Nemoro auf Yesso nennt derselbe Beobachter eine Stufe in 30 bis 40 Fuss.[46]

In diesem Gebiet scheint überhaupt die Abstufung der Ufer sehr auffallend zu sein. Schon Pumpelly erwähnt junge Meeres-

terrassen von Yesso an der Küste Japans bis Kiu-siu und bis zu dem Rande der grossen chinesischen Deltaebene bei Tshi-fu; namentlich sollen diese Stufen im südlichen Yesso sichtbar sein und auch bei Yokohama erscheinen. Volcano-Bay und die Nordküste der Tsugar-Strasse sind nach Bickmore von Terrassen umgürtet. NO. von Sendai, in der Bucht Kamama ëura traf Rein an einer Kalkwand einen fast meterbreiten horizontalen Streifen von Bohrlöchern, in welchen noch hunderte von Schalen der Bohrmuscheln erhalten waren, woraus derselbe eine jüngere Erhebung des Landes um nahezu 2 M. folgerte. Naumann hat viele einschlägige Thatsachen gesammelt, welche sich auf die Umgebung von Yeddo und den japanischen Archipel überhaupt beziehen und ebenfalls eine Veränderung im negativen Sinne bezeugen.[47]

Weiter gegen Süden verschwinden die negativen Merkmale zwar nicht, aber sie treten mehr und mehr zurück.[48]

4. Die östlichen Küsten des nordpacifischen Meeres. Als am 8. August 1816 Kotzebue an der amerikanischen Westküste in 66° 15′ durch einen heftigen Sturm aufgehalten wurde, fanden seine Begleiter Eschscholtz und Chamisso, dass die Hügel des Ufers aus Eis bestehen, welches nur von einer geringen Erdschicht bedeckt ist, und zwar aus Ureis, denn viele Mammuthreste waren durch das Abschmelzen zum Vorschein gekommen. Dieses Ureis zeigte sich in so grosser Ausdehnung, dass Chamisso keinen Anstand nahm, es als eine Gebirgsart zu bezeichnen.[49] Kotzebue nannte die Stelle Eschscholtz-Bay; die Thatsache ist seither von Beechey, Seemann und Anderen bestätigt worden: ich folge im Nachstehenden der letzten Darstellung von Dall.

Uraltes Eis, welches die Merkmale einer selbständigen Felsart annimmt, reicht mit Unterbrechungen nördlich bis Point Barrow, östlich bis Return Reef, wo die Eislage etwa 6 Fuss über dem Meere beginnt, und südlich bis Jcy Cape und in einzelnen Vorkommnissen bis in die Kotzebue-Bucht herab. Es ist nicht gefrorener Boden, sondern in der That Eis, doch nicht blaugrün wie Gletschereis, sondern unrein, öfters von geschichtetem Aussehen, wohl auch gelblich, wie von Torfwasser. Am genauesten wurde es von Dall am Elephant Point (in der Nähe der Chamisso-Insel) untersucht. Hier sieht man dabei thonige dünne Lagen mit *Sphagnum*

und mit Schalen von *Pisidium* und *Valvata*, da und dort sehr übelriechende Flecken im Thon, wie von Verwesung, ganz wie in der Nähe der Mammuth- und Rhinocerosreste an den sibirischen Flüssen, und man findet auch hier zahlreiche Knochen von Mammuth und von Rindern. Thatsächlich erhebt sich an dieser Stelle ein Rücken von solidem Eis mehrere hundert Fuss über das nahe Meer, höher als alles umliegende Land, dabei älter als das Mammuth. Zugleich ist die Oberfläche des Eises abgestuft. Der erste Steilrand oder die erste Eiswand ist etwa 30 Fuss hoch, wobei 2—3 Fuss Erde mitgerechnet sind, welche das Eis bedecken. Weiter landeinwärts erhebt sich eine zweite Eiswand; Dall konnte sie auf eine Länge von 4 Kilom. verfolgen und schätzte die Höhe ihrer Kante auf 80 Fuss über dem Meere. Von da an wölbt sich allmälig der Rücken in gerundeter Form, ganz aus Eis bestehend, nirgends von höherem Lande umgeben. Aus der Beschaffenheit der Lagen mit *Sphagnum* entnahm Dall, dass diese Eismasse keine gletscherartige Bewegung besitzt. Die auflagernde Thonschicht erreicht 40 Fuss, umschliesst Knochen von Elephanten, Pferden und Büffeln, kommt aber nur bis zu einer gewissen Höhe vor und scheint den Gipfel des Eisberges nicht zu erreichen.[50]

Aehnliche Eismassen sind seither von Bunge und Toll auf den neusibirischen Inseln getroffen worden.

Middendorff, welcher nicht nur eine allgemeine Erhebung Sibiriens, sondern auch des NW. Amerika, wie überhaupt der Polarländer für erwiesen ansah und nur durch Pingel's Angaben aus Grönland von allgemeinen Schlussfolgerungen zurückgehalten worden zu sein scheint, führt an, dass im Norton-Sunde Sagoskin auf der Höhe der Insel S. Michael Anschwemmungen von Noah-Holz gefunden habe.[51]

Auch Dall hat Holzstämme auf langen Linien in stark verwestem Zustande weit über dem höchsten Stande der Hochwässer auf der ganzen Strecke zwischen Norton-Bay und Kotzebue-Sund angetroffen und als Beweis einer Erhebung des Landes angesehen, welche nach seiner Meinung von long. 150° durch die ganze Halbinsel Aljaska sich äussern soll. Terrassen fehlen in der Gegend des Yukon und an den Rändern des Festlandes in der Nähe von Aljaska, und Dall schreibt diesen Umstand dem Mangel

an Spuren einer einstigen allgemeinen Vergletscherung dieser Gegend zu.[52]

Uebrigens fand Dall auf dem blasigen basaltischen Gestein der bereits genannten S. Michaels-Insel Balanen aufgewachsen in mindestens + 15 Fuss, und hat Grewingk vor längerer Zeit Thatsachen gesammelt, welche die einstige höhere Lage des Strandes für Aljaska, die Aleuten und die Pribyloff-Inseln zeigen. Damals im J. 1850, wurden die jungen Meeresablagerungen, welche die wichtigsten Nachweise liefern, der jüngsten Tertiärformation zugezählt, während die an vielen Orten sichtbaren elephantenführenden Ablagerungen, zu welchen auch jene im Kotzebue-Sunde gehören, als Diluvialablagerungen betrachtet wurden. Aber auch damals schon hob, wie bereits gesagt worden ist, Grewingk die überraschende Aehnlichkeit der Conchylien dieser angeblich tertiären Meeresbildungen mit jenen von Beauport bei Quebec am Lorenzo hervor, und sie sind auch wirklich die Vertreter der canadischen Champlain-Stufe.[53]

Solche Ablagerungen wurden von Wossnessenski, Postels, Beechey und Anderen an verschiedenen Stellen gefunden, so auf der Insel S. Paul in der Pribyloff-Gruppe (57°); beiläufig in derselben Breite in der Igatskoj-Bucht, Tonki Cap auf der Ostseite der Insel Kadjak, d. i. im NO. der Halbinsel Aljaska, liegen diese Conchylien in vulcanischem Tuff, die $1^1/_2$ Fad. hohe Uferwand bildend. W. von Kadjak erscheinen sie an dem Ostufer von Aljaska; die grösste Entwicklung scheinen diese Ablagerungen in der Nähe des Endes der Halbinsel zu erreichen, in der Morschowsky-Bucht, in der Moller- und Pawlow'schen Bucht und auf der Insel Unga (56° bis 55°). Insbesondere in der Morschowsky-Bucht (Wallross-Bay) liegt 50 Toisen über dem Meeresspiegel eine horizontale Schichte dieser Muscheln, und über derselben folgen horizontale Lagen von Sand und Thon in der Mächtigkeit von weiteren 50 Toisen.

Auf Unalaschka lagern sie an dem NW. Fusse des Vulcanes Makuschkin und auf der N. Seite der Insel Atcha (etwa 52° 30′) treten 30 Fuss über dem Meere dieselben Conchylien in lockeren Sandsteinschichten und erhärteten Thonlagen auf.[54]

Dass jedoch seit Jahrhunderten auf den Aleuten beträchtliche Veränderungen der Strandlinie nicht vorgekommen sind, ergibt

sich aus Dall's Untersuchungen der zahlreichen und ausgedehnten Küchenüberreste, welche in eine Culturstufe zurückführen, die tief unter jener des heutigen Innuit liegt.[55]

Gegen Süden werden die Zeichen höheren Wasserstandes seltener, aber sie fehlen nicht ganz. Bei Fort Simson (54° 34′) liegt an der Küste eine undeutliche Terrasse von Schuttland in + 100 Fuss; S. davon, bei Metla Katla ist sie scharf gezeichnet und 95 Fuss über Hochwasser. Dawson, welchem wir die meisten Beobachtungen aus diesen Gebieten verdanken, traf in Skidegate Inlet (53° 10′), welcher die beiden grössten der Queen Charlotte-Inseln trennt, über Gletscherbildungen thonigen Sand mit *Leda, Cardium* und *Balanus*.

In der Strasse von Georgien sind Terrassen in + 100 und 200 Fuss bekannt. Bei Nanaimo auf Vancouver liegen in + 70 Fuss auf alten Gletscherbildungen Muschelbänke mit *Saxicava rugosa, Mya* und *Leda*. Aehnliche Muschelbänke wurden schon vor einiger Zeit von Blake in der Nähe von Victoria 20 Fuss über Hochwasser gefunden.[56]

Je sparsamer im Verhältnisse zu anderen Gebieten die Nachrichten über solche Spuren an der Küste sind, um so bestimmter und auffallender sind die Berichte über die Abstufungen der Gehänge in allen Flussthälern des Festlandes. Diese Flussterrassen sind so scharf ausgeprägt und reichen zu so beträchtlichen Höhen, dass kein Reisender es unterlassen hat, sie zu erwähnen. Schon im Puget Sound werden Terrassen bis zu 1600 Fuss erwähnt, welche über die niedrige Wasserscheide in das Cowlitzthal reichen, aber es ist nicht zu entnehmen, bis zu welcher Höhe wirklich Spuren des Meeres in diesen Stufen vorkommen.[57]

Eine vortreffliche Schilderung der binnenländischen Stufen am Saskatchewan, Athabasca, Vermilion, Upper Columbia Riv., Fraser Riv. und anderen hat Hector geliefert; dabei berief er sich auf den Umstand, dass schon früher Logan Terrassen bis zu 331 Fuss (101 M.) über dem Lake Superior beobachtet habe, und folgerte eine Ueberfluthung des ganzen Landes bis zu 3000 Fuss über dem heutigen Meere.[58]

Dawson traf eine Terrasse von Rollsteinen sogar noch in 5270 Fuss (1606 M.) am nördlichen Gehänge des Berges Il-ga-chuz,

westlich vom Fraser, und war bereit eine Ueberfluthung bis zur Höhe von 4000—5000 Fuss anzuerkennen. Die letzten Schriften dieses Autors scheinen aber darauf hinzudeuten, dass er jetzt die Inland-Terrassen durch ausgedehnte Binnenseen und fluviatile Wirkung zu erklären geneigt sei. Nirgends hat man in diesen Inland-Terrassen Spuren von Meeresconchylien angetroffen.[59]

In der That gehören diese Flussterrassen einer anderen Reihe von Erscheinungen an und sind nicht die Anzeichen einer so weit gehenden Ueberfluthung des Landes. In Europa gibt es zahlreiche Beispiele von Flussterrassen weit ausserhalb des Einflusses der Schwankungen der Strandlinie. Sie wiederholen sich am unteren Columbia und in allen Flussthälern bis zum Sacramento, haben aber hier ausser Betracht zu bleiben.

Die versunkenen Wälder in der Nähe der Mündung des Columbia-Flusses erklärt Dana als Folgen von örtlichen Abgleitungen.[60] In der Nähe der Mündungen des Coquille- und des Umpquah-Flusses und der Koos-Bay (44°—43°) wird die Küste von Goodyear als ein Tafelland von 200 bis 800 Fuss Höhe beschrieben, mit Spuren von Oscillationen, und in dieses Tafelland sind zwei meilenlange Mulden eingesenkt, in welchen die Fluth weit landeinwärts vordringt.[61]

In Bezug auf die Küstenterrassen Californiens herrschen mancherlei Zweifel. N. von Fort Ross (etwa 38° 40′) befindet sich nach Becker eine längere Terrasse mit den Merkmalen eines alten Strandes; Bohrungen von *Pholas* fanden sich hier an einer Stelle in etwa 100 Fuss (30·8 M.), an einer anderen wohl zweimal so hoch.[62]

In der Bucht von S. Francisco und nordwärts an den Ufern der S. Pablo-Bucht (38° 10′—37° 30′) sind die Spuren der negativen Bewegung der Strandlinie deutlich. An dem N. Ufer von Lobos Creek, einem kleinen Flusse, welcher von Mountain-Lake zum Meere herabkommt, traf Blake heutige Conchylien und Rollsteine in + 80 bis 100 Fuss; ähnliche Spuren sind um S. Francisco bekannt; nicht nur Muschelbänke, sondern auch Bohrlöcher finden sich in der Bucht in verschiedenen Höhen über dem Meere, sie scheinen aber nirgends über 100 Fuss (30·8 M.) zu reichen.[63]

Oestlich von der Stadt S. Cruz, S. Californien (36° 55′), sind nach Whitney zwei besonders deutliche und lange Stufen in + 64

und + 263 Fuss (19·5 und 80 M.) vorhanden; die untere bildet eine ziemlich breite Fläche, auf welcher die Stadt S. Cruz erbaut ist. Der S. Maria Cañon (etwa 34°) ist an seinem Ausgange zum Meere abgestuft; die höchste der vier Stufen befindet sich in + 148 Fuss (45 M.), und Newberry bestätigt das Vorkommen junger Muschelbänke an mehreren Orten dieser Küste.[64]

In dem nördlichsten Theile des californischen Busens scheint eine Reihe der merkwürdigsten Veränderungen eingetreten zu sein. Es kann nach Blake's Darstellung wenig Zweifel darüber bleiben, dass dieser Meerbusen noch weit tiefer in das Land, und zwar in der Richtung gegen NW. gereicht hat, nämlich in jener Richtung, in welcher die aus SO. herziehenden Ketten des südlichen Arizona auf die untercalifornischen Höhenzüge treffen. In diesem Raume liegt heute ein beträchtlicher Theil der Colorado-Wüste unter dem Niveau des Meeres oder nahezu in gleicher Höhe mit demselben. Sparsame Ueberreste einer etwas fremdartigen tertiären Meeresbildung sind an dem Westrande der Wüste bekannt; sie führen *Ostrea*, *Anomia* und *Pecten*. Die ganze Mitte der Wüste ist erfüllt von einer thonigen Süsswasserbildung mit *Anodonta*, *Planorbis*, *Physa*, *Amnicola*, gegen Süd auch *Gnathodon*. Terrassen sind stellenweise an den Rändern vorhanden.

Der Colorado-Fluss, welcher beiläufig den Ostrand der Wüste bezeichnet, fliesst höher als die Wüste, und von der Umgebung seines Bettes dacht das Land allmälig zur Tiefe der Wüste ab. Blake zeigt nun, dass nach aller Wahrscheinlichkeit in dem Süsswassersee, welcher die Wüste erfüllte, die feineren Sedimente des Flusses abgelagert wurden, die gröberen aber in seiner Nähe, und dass durch die herbeigetragenen Sinkstoffe allein erst das Meer von der Tiefe der Wüste abgetrennt, dann der Süsswassersee vom Flusse abgeschieden und zum Verdampfen gebracht wurde.[65]

Die Beobachtungen, welche mir aus südlicheren Theilen des Meerbusens vorliegen, sind nicht von Bedeutung.

Remond führt aus der Nähe von la Paz und von Mazatlan Bänke von Muschelschalen an, welche einige Meter über dem Meere liegen und lebenden Arten angehören. Wenn diese nicht etwa Küchenresten angehören, reichen also hier die Spuren negativer Bewegung bis unter den Wendekreis herab.[66]

Weiter gegen Süden fehlen mir ähnliche Angaben, bald aber folgt eine Andeutung entgegengesetzter Art. Nach den Beobachtungen des Lieut. Griswold, welche nach seinem Tode Harper Pease veröffentlichte, muss man wohl Clipperton Rock (lat. 10° 17′ N., long. 109° 19′ W.) als ein wahres Atoll ansehen. Ein breiter Gürtel von Korallenbau ragt aus grosser Tiefe etwa 15 Fuss über das Meer hervor und umschliesst ohne Unterbrechung eine Lagune. An der Südseite der Lagune erhebt sich 120 Fuss hoch ein splitteriger, von Höhlen durchsetzter Fels von verwittertem, grauem vulcanischen Gestein, welcher durch eine schmale Zunge von Korallen-Klinker mit dem Riff verbunden ist. Die Lagune ist ein ruhiger, fast süsser Teich, 2 Seemeilen lang und 1 Seemeile breit.[67]

5. Schluss. Wir haben nun die nördlichen Meeresküsten betrachtet und, absehend von den Täuschungen, welche durch Küchenreste, durch Eisabschluss in Fjords, durch Flussterrassen und auf manche andere Art erzeugt werden können, ringsum mannigfache Spuren negativer Bewegung der Strandlinie wahrgenommen. In den hohen Breiten erreichen subfossile Muschelschalen die beträchtlichsten Höhen und gegen Süden vermindern sich die Spuren dieser Veränderung.

Von den polaren Gegenden her haben wir an der westatlantischen Küste diese Spuren als Stufen und als die postglacialen Champlain-Ablagerungen verfolgt; Dana betont ihre Abnahme gegen Süd. Gegen den 40. Breitegrad hin haben sie ihre Bedeutung verloren.

In gleicher Weise haben wir sie an den ostatlantischen Küsten gegen Süden verfolgt, wo sie in das Ufergebiet des nördlichen Russland eingreifen, dann über die tieferliegenden Theile Skandinaviens sich bis in das nördliche Deutschland ausbreiten. Noch bei Christiania wird der Meeresspiegel auf + 600 Fuss veranschlagt, aber ein tieferer Horizont in + 120 Fuss zeigt eine Conchylienfauna, welche der heutigen nahesteht, und diese Stufe ist es, welche die grössere Verbreitung erlangt. Bei der grossen Mannigfaltigkeit der Erscheinungen, welche das Mittelmeer darbietet, ist es sehr schwer zu sagen, in welchem Betrage etwa diese negative Veränderung sich dort zeigen mag. Hiebei muss festgehalten

werden, dass das Erscheinen der nordischen Gäste im Süden wahrscheinlich der höchsten Ausbreitung des Eises entspricht, dass in Schweden die Muschelbänke mit arktischen Conchylien jünger sind als diese Ausbreitung, und dass noch weiter im Norden die arktische Fauna der hochliegenden Muschelbänke heute noch lebt.

An der Ostküste von Asien sahen wir die Stufen in mässiger Höhe noch in Japan und stellen die Grenze der auffallenden Veränderungen mit Richthofen etwa in die Breite der Tshu-san-Inseln (30°).

Schon vor mehr als vierzig Jahren bemerkte Dana, dass an der amerikanischen Westküste bis zum 50. oder 45. Breitegrade herab die Spuren einer grossen Veränderung der gegenseitigen Lage von Wasser oder Land vorhanden seien, und dass gegen den Aequator hin diese Spuren seltener werden oder fehlen oder dass eine Veränderung im entgegengesetzten Sinne angedeutet ist.[68]

Dieses Ergebniss einer vorherrschend negativen Bewegung rings um den Pol stimmt mit den Angaben von Howorth (II, S. 25) und anderen Beobachtern überein. Das Wesen der Bewegungen ist aber kaum näher erkennbar. Es ist sehr schwer zu sagen, ob sie gleichförmig oder rhapsodisch oder oscillatorisch gewesen sind, doch ist das letztere sehr wahrscheinlich. Streifen von Noah-Holz bezeichnen irgendwelche ausserordentliche Bewegungen der Fluthen bei irgendwelchem Wasserstande, und selbst bei völlig gleichförmig negativer Bewegung werden solche vorübergehende Fluthen und folglich solche Linien entstehen. Selbst Abstufungen sind nicht ganz sichere Zeichen der Unterbrechung. Wichtiger ist die Thatsache, dass in Schweden die untere Muschelbank in ihrer Fauna sich so scharf abtrennt von der oberen und dass sie in N. Norwegen durch Farbe und Fauna eben so leicht kennbar ist. Noch auffallender ist der Umstand, dass innerhalb dieses Gebietes und innerhalb dieses Zeitraumes auf den Bermudas Zeichen positiver Bewegung vorliegen. (II, S. 397.)

Die ersten Spuren der herannahenden kalten Epoche bilden in England die in den höchsten Lagen der Tertiärformation, im Crag, erscheinenden nordischen Conchylien. Die Zahl der arktischen Ankömmlinge vermehrt sich; endlich tritt die grosse Vereisung ein. Sie wird aber unterbrochen durch Schwankungen, in

welchen kein Eis, eine ziemlich gemässigte Temperatur, ausgedehnter Wald und grosse Landthiere vorhanden sind. Das Eis kehrt wieder, wenn auch nicht so weit wie früher; nun erst erkennen wir hier mit einiger Sicherheit in Schottland einen Wasserstand von etwa 200 M. und erst von hier an beginnt ein etwas deutlicherer Einblick in die hier verfolgte vorherrschend negative Bewegung. Die Conchylienfauna ist noch immer arktisch. Erst später, bei tieferem Horizonte, erscheinen in Schweden sogar einige wenige südliche Gäste. In Amerika sieht man schon den Einfluss des Golfstromes. Die von F. Schmidt beschriebene Fauna der Muschelbänke am unteren Jenissei zeigt so grosse Aehnlichkeit mit der heutigen arktischen Fauna, dass sie im Wesen als dieselbe angesehen werden muss. Aus denselben Untersuchungen ergibt sich aber mit Sicherheit, dass die Leichen des Mammuth auf der Tundra in Seen oder Tümpel eingeschwemmt wurden, welche jünger sind als die Muschelbank, d. i. dass ein beträchtlicher Theil dieser negativen Bewegung schon ausgeführt war, als das Mammuth noch lebte. So haben wir auch bei Calais das Mammuth über den heutigen Meeresmuscheln angetroffen. (II, S. 527.)

Trotz aller Unsicherheiten in den einzelnen Angaben lässt sich somit entnehmen, dass in allen nördlichen Meeren gegen den Schluss der Eiszeit der Strand höher gestanden ist als heute, ja dass lange nach dem Abschlusse der Eiszeit, als die Conchylienfauna bereits ihre heutigen Merkmale angenommen hatte, noch immer ein etwas höherer Stand der Strandlinie in dem ganzen Gebiete geherrscht hat, und dass das negative Uebergewicht der wahrscheinlich oscillatorischen Bewegung weiter im Norden bedeutender war, abnehmend gegen Süd. Messbare Veränderungen innerhalb der historischen Zeit sind aber auch in diesen Meeren nicht nachgewiesen.

Anmerkungen zu Abschnitt XII: Strandlinien des Nordens.

1 H. Mohn, Die Strömungen des europ. Nordmeeres; Peterm. Mitth., Ergänzungsheft Nr. 79, 1885, Taf. II, Fig. 6.

2 Kinahan, Irish Tide Hights and Raised Beaches; Geol. Magaz. 1876, 2. ser., III, p. 78—83; E. G. Ravenstein, On Bathy-hypsographical Maps; Proc. geogr. Soc. London, 1886, VIII, p. 24.

3 Letter from Dr. Pingel; Proceed. geol. Soc. London, 18. Nov. 1835, II, p. 208, auch Poggend. Ann. XXXVII, S. 446 u. folg.; ältere Litteratur-Angaben in Brown, Physics of the Arctic Sea, 8°, 1871, p. 690 u. folg., auch Quart. Journ. geol. Soc. 1871, XXVII, p. 692.

4 Kane, Arctic Explorations; 8°, 1857, II, p. 692; Bessels, Die Nordamerik. Polarexped.; 8°, Leipzig, 1879, S. 156.

5 Nordenskjöld, Redogör. om Grönl.; p. 1017; Account of an Exped. to Greenland in the year 1870; Geol. Magaz. 1872, IX, p. 410, 413; Jensen, Meddel. 1879, I, p. 34.

6 K. J. V. Steenstrup, Indberetning om de i Grönland i Aar. 1876 foret. geol. Undersög., afgiv. 22, Marts, 1877. Saertryk af Tyllaeg B til Rigsdagstidend. 1877—1878, Kjöbnhavn, 1877, p. 16; ders.: Meddel., 1881, II, p. 40, 41 und ebendas. 1883, IV, p. 237 bis 242. Hier berichtet der Verf. auch, dass in Julianehaab und Frederikshaab Haftringe tief unter Hochwasser stehen; dieser Umstand wird als ein Zeichen erhöhten Wasserstandes anerkannt, doch hinzugefügt, dass an dem Kryolithbruch Ivigtuk drei Haftringe unter Hochwasser angebracht wurden, weil das höhere Gestein nicht fest genug schien.

7 Major, Proceed. geograph. Soc. London, 23. June, 1873, XVII, p. 321.

8 Rob. Bell, Commiss. géol. du Canada; Rapp. des Opérat. 1878—1879, C, p. 24; auch ebendas. 1877—1878, C, p. 36 und CC, p. 29.

9 Dawson, Acadian Geol.; 8°, 1868, p. 28 u. folg.; Matthew, Rapp. s. la géol. superficielle du Sud du Nouv. Brunswick; Commiss. géol. du Canada; Rapp. 1877—1878; EE, p. 36 u. folg.; G. H. Cook, On a Subsidence of the Land on the Sea Coast of New Jersey and Long Island; Am. Journ. Sc. 1857, 2. ser., XXIV, p. 341—354; Abr. Gesner, On the Elevation and Depression of the Earth in N. Amerika; Quart. Journ. geol. Soc. 1861, XVII, p. 381—388 und l'Institut, 1862, p. 120.

10 Dawson, Acad. Geol., p. 31.

11 H. Mitchell, Notes concerning alleged Changes in the relative Elevations of Land and Sea; Rep. of the Superintend. of the U. S. Coast Survey for 1876/77; 4°, Washingt. 1880, Append. 8, p. 98—103.

12 Tuomey, Report on the Geol. of S. Carolina; 4°, Columbia, 1848, p. 190—200; Osc. Lieber hat seither wieder positive Bewegung zu erkennen gemeint, hauptsächlich weil Austernschalen mit alter Töpferwaare bis zu 30 (engl.) Meilen von den Flussmündungen vorkommen. Dies scheinen mir Küchenreste hinter junger Landbildung zu sein; dess.: Notes on certain Ancient and Present Changes along the Coast of S. Carolina; Am. Journ. Sc. 1859, 2. ser., XXVIII, p. 354—359.

13 Humphreys and Abbot, Report upon the Physics and Hydraulics of the Mississippi River; reprint. with addit.; 4°, Washington, 1876, p. 464.

14 General Humphreys' letter to Sir Ch. Lyell; ebendas. p. 648; E. Hilgard, On the Geol. of the Delta and the Mud-lumps of the passes of the Mississippi; Am. Journ. Sc. 1871, 3. ser., I, p. 357, 432.

15 C. G. Forshey, Physics of the low. Mississippi Riv.; Proc. Amer. Assoc.; XXVI. Meeting at Nashville, 1877; 8°, Salem, 1878, p. 153, note. Aehnliche gletscherartige Gleitungen erwähnt Hilgard auf Petite Anse Isl.; Geol. of low. Louisiana; Smithson. Contrib. 1872, XXIII, N° 248, p. 18.

16 Auch Nordenskjöld warnt vor dieser Quelle von Irrthümern; Bihang t. Svensk. Vet. Akad. Handl. 1877, IV, N° 1, p. 19.

17 P. C. Sutherland, Journ. of a Voyage in Baffins Bay and Barrow Straits und. the Command of Mr. Will. Penny; 8°, 1852, I, p. 286—288 und II, p. 284.

18 J. Payer, Die öst.-ung. Nordpol-Expedition in den Jahren 1872—1874; 8°, 1876, S. 471 und 561.

19 Feilden, The posttertiary Beds of Grinnell-Land and North-Greenland; Ann. Mag. nat. hist. 1877, 4. ser., XX, p. 483—489; ebenso Heer nach Feilden, Quart. Journ. geol. Soc. 1878, XXXIV, p. 66 u. an and. Ort.; Bessels, Bull. soc. géogr., Mars 1875, p. 291—299; Hayes, Das offene Polar-Meer; 8°, 1868, S. 288, 344.

20 E. K. Kane, Arctic Explorations; II, p. 81.

21 P. C. Sutherland, On the Geol. and Glac. Phenomena of the Coasts of Davis' Straits and Baffins Bay; Quart. Journ. geol. Soc. 1853, IX, p. 300; Armstrong, Personal Narrative of the Discovery of the NW. Passage; 8°, 1857, p. 267; Haughton, Geol. Account of the Arctic Archipelago, drawn up from Specimens coll. by Capt. M'Clintock; Geol. Soc. Dublin, Jan. 11th 1860, in Nat. hist. Review, VII, 1860, p. 156; auch M'Clintock, Journ. of the Voy. of the Fox, Append.

22 H. W. Klutschak, Als Eskimo unter den Eskimo's; 8°, 1881, S. 113.

23 A. S. Packard jun., On the glac. Phenom. of Labrador and Maine; Mem. Boston Soc. nat. hist. 1867, I, p. 226; Back, On the N. E. Shore of Southampton Island; Journ. geogr. Soc. 1837, VII, p. 462—466; Rob. Bell, Compt.-rend. des Explor. des Rivières Churchill et Nelson etc.; (Selwyn:) Commiss. Géol. du Canada; Rapp. des Opérations 1878—1879, C, p. 23, 28; ders.: Rapport d'une Explor. faite en 1875 entre la Baie de James et les Lacs Supérieur et Huron; ebendas. Rapp. des Opér. 1875—1876, p. 378; ferner ders.: Compt.-rend. d'une Explor. de la Côte orient. de la Baie d'Hudson en 1877; ebendas. Rapp. des Opér. 1877—1878, C, p. 36, und CC, 12; auch Trans. Roy. Soc. Canada, 1884, II, p. 241 u. folg.

24 Hind, Observ. on the supposed glac. Drift in the Labrador Peninsula; Quart. Journ. geol. Soc. 1864, XX, p. 122—130; A. S. Packard jun., On the glac. Phen. of Labrador and Maine; Mem. Boston Soc. nat. hist. 1867, I, p. 223, 227; Comm. Chimmo, Visit to the N. E. Coast of Labrador; Journ. Geogr. Soc. 1868, XXXVIII, p. 271; Milne, Notes on the phys. features and Mineralogy of Newfoundland; Quart. Journ. geol. Soc. 1874, XXX, p. 726.

25 Dawson, Acad. Geology p. 403; ders.: The Evidence of foss. Plants as to the Climate of the postplioc. Period in Canada; Can. Naturalist, 1866, 2. ser., III, p. 69—76.

26 Packard jun., Glac. Phenom. of Labrador and Maine, p. 210 u. folg.

27 Verrill, On the postplioc. fossils of Sankoty-Head, Nantucket Isl., with a Note on the Geol. by Scudder; Am. Journ. Sc. Arts, 1875, 3. ser., X, p. 364—375; auch: Scudder, Postplioc. fossils from Sankoty-Head; Proc. Boston Soc. nat. hist. 1876, XVIII, p. 182—185.

28 Dawson, am ang. Ort. p. 39.

29 G. F. Mathew, Rapp. sur la Géol. superficielle du Sud du Nouv. Brunswick; Commiss. géol. du Canada, (Selwyn:) Rapp. des Opér. de 1877—78, EE, p. 35; Shaler,

Recent Changes of Level on the Coast of Maine with reference to their origin; Mem. Boston Soc. nat. hist. 1875, II, p. 322—341.

30 Dana, Manual of Geol., 2. ed., 1875, p. 550; ders.: Depression of S. N. England during the melting of the Glac.; Am. Journ. Sc. 1875, 3. ser., X, p. 409, 436 und an and. Ort.

31 W. M. Davis, On the Classification of Lake Basins; Proc. Boston Soc. nat. hist. 1882, XXI, p. 353.

32 Geikie, Geol. Faroe Isl.; Trans. Roy. Soc. Edinb. 1880/81, XXX a, p. 263.

33 H. Artigue, Étude sur l'Estuaire de la Garonne et la partie du littoral compr. entre la Pointe de la Coubre et la Pointe de la Négade; Actes Soc. linn. Bordeaux, 1877, 4. ser., I, p. 287—307, Taf.

34 H. Keilhack, Ueber postglaciale Meeresablag. in Island; Zeitschr. d. geol. Ges. 1884, XXXVI, S. 145—160.

35 J. Gwyn Jeffreys in J. St. Gardner, The tert. Basaltic Formation in Iceland; Quart. Journ. geol. Soc. 1885. XLI; Tabelle zu p. 96.

36 M. Sars, Om de i Norge forekommende foss. Dyrelevninger fra Quartärperiod; Universit.-Programm for I. Halvaar 1864, 4°, Christiania, 1865; Kjerulf, Geol. südl. und mittl. Norw., S. 1—7; Rob. Collett, De i Norge hidtil fundne foss. Fiske fra de glac. og postglac. Afleyringer; Nyt Magaz. f. Naturw. 1877, XXIII, 3. Häfte, p. 12.

37 O. Torell, Sur les traces les plus anc. de l'existence de l'Homme en Suède; Compt.-rend. du Congrès Archéol. de Stockholm; 8°, 1876, p. 2—4.

38 O. Gumaelius, Snäckbankar i Ångermanland; Geol. Fören. Stockholm, 1874, I, p. 233; Jernström, Om Finland's postglac. Skalgrusbäddar; ebendas. 1876, III, p. 133 bis 140; F. Schmidt, Einige Mitth. üb. d. gegenwärt. Kenntn. d. glacial. u. postglacial. Bildungen u. s. w.; Zeitschr. d. geol. Ges. 1884, XXXVI, S. 248—273.

39 z. B. A. Jentzsch, Die Lagerung der diluv. Nordseefauna bei Marienwerder; Jahrb. preuss. geol. Landesanst. f. 1881, Berlin, 1882, S. 546—570; Berendt, Zeitschr. d. geol. Ges. 1884, XVI, S. 188; Jentzsch, ebendas. 1887, XXXIX, S. 492, u. a. and. Ort.; Dames, Die Glacialbildungen d. norddeutsch. Tiefebene; Samml. gemeinverst. wiss. Vorträge, 1886, Heft 479 enthält ein Verzeichniss der neueren Arbeiten über diesen Gegenstand.

40 Arch. Geikie, Textbook of Geol., 2d ed., 8°, London, 1885, p. 897—904; A. C. Ramsay, The phys. Geol. and Geogr. of Gr. Britain; 5. ed., 1878, p. 413. Auch auf den Wicklow Hills in Irland sollen arktische Conchylien in + 1300 Fuss vorkommen.

41 Osw. Heer, Die Mioc.-Flora und Fauna Spitzbergens, mit einem Anhange über die diluvial. Ablag. Spitzbergens; Svensk. Akad. Handl. 1870, VIII, N° 7, p. 80 u. folg.

42 J. Payer, Die öst.-ung. Nordpol-Expedition; 8°, 1876, S. 272.

43 A. v. Middendorff, Anékiew, eine Insel im Eismeere, in der Gegend von Kola; Bull. Acad. St. Pétersb. 1860, II, p. 153—158. Man sollte nach der Beschreibung vermuthen, dass auf Rybátschij Åsar vorhanden sind; Murchison, Verneuil and Keyserling, Russia and the Ural Mountains; 4°, 1845, I, p. 327—332.

44 H. Höfer, Graf Wilczek's Nordpolfahrt im J. 1872; Peterm. Mitth. 1874, S. 302; F. Schmidt, Wiss. Result. d. zur Aufsuchung eines angekündigt. Mammuth-Cadavers ausges. Expedit.; Mém. Akad. Petersb. 1872, XVIII, N° 1, S. 17 und 48; A. E. Nordenskjöld, Redogör. f. en Expedit. till Mynningen af Jenissej och Sibirien; Bihang Svensk. Vet. Akad. Handl. 1877, IV, N° 4, p. 69 u. folg.; A. Th. v. Middendorff's Reise in den äussersten Norden und Osten Sibiriens, I, S. 206; IV, S. 261 u. folg.; Seebohm erwähnt Meeres-Conchylien sogar ‚vielleicht' 500 Fuss über dem Jenissei; Proc. geogr. Soc. London, 1878, XXII, p. 112.

45 Bunge, Bericht in Peterm. Geogr. Mitth. 1887, XXXIII, S. 255. Es schreibt z. B. Lindeman, dass zwischen Lena und Beringstrasse Spuren von verwittertem Treibholze stellenweise 50 Werst vom Meere liegen, ‚wohin seit langer Zeit die Wogen niemals haben

dringen können'; Peterm. Mitth. 1879, XXV, S. 172; ähnliche Entfernungen auf der Tundra gibt schon Wrangel an in seiner Reise längs der Nordküste von Sibirien und auf dem Eismeere in den Jahren 1820—1824, 8°, Berlin, 1839, S. 256.

46 J. Milne, The Volcanoes of Japan; Trans. Seismol. Soc. Japan, Yokohama, 1886, IX, pt. II, p. 151, 164.

47 R. Pumpelly, Geol. Researches in China etc.; Smithson. Contrib. 1866, insb. p. 108; Godfrey, Geol. of Japan, Quart. Journ. geol. Soc. 1878, XXXIV, p. 544; A. Bickmore, Some more recent Changes in China and Japan; Am. Journ. Sc. 1868, 2. ser., XLV, p. 217 (bei Tshi-fu nach Bickmore nur ein langer ‚Sand-spit' mit zwei älteren Strandlinien nur wenige Fuss über dem Meere); J. J. Rein, Naturw. Reisestudien in Japan; Mitth. deutsch. Ges. f. Natur- und Völkerkunde Ostasiens, 1875, 7. Heft, S. 29; E. Naumann, Ebene von Yedo; Peterm. Mitth. 1879, XXV, S. 126. Auch G. Davidson, Abrasions of the Coast of Japan; Proc. Calif. Acad. Sc. 1875, VI, p. 28; hier wird auf der Insel Oö (32° 25') eine Terrasse in etwa + 100 Fuss genannt.

48 Es war die Art der Bildung der grossen Ebene, welche F. v. Richthofen im J. 1874 zu der Ansicht brachte, dass von Norden her bis gegen die Tshusan-Inseln negative, im Süden dagegen positive Bewegung stattfinde; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1874, XXVI, S. 957—960.

49 O. v. Kotzebue, Entdeckungsreise in d. Südsee und nach der Beringstrasse; 4°, 1821, I, S. 146, III, S. 170.

50 W. H. Dall, Notes on Alåska and the vicinity of Bering Strait; Am. Journ. Sc. arts, 1881, XXI, p. 104—111; ders.: Alaska-Forschungen im Sommer 1880; Peterm. Geogr. Mitth. 1881, S. 46; A. Penck, Die Eismassen der Eschscholtz-Bai; Deutsche geogr. Blätt., Bremen, 1881, IV, S. 174—189.

51 Middendorf, Sibir. Reise, II, S. 262, Note. Cook's Darstellung von Denbigh-Peninsula im Norton-Sunde ist zuweilen als Anzeichen einer Hebung des Landes angeführt worden, kann sich aber auch auf eine Anschwemmung beziehen; A Voyage to the Pacif. Ocean, 1784, II, p. 485. — Auf einem Missverständnisse beruht die Berufung auf einen Fund Lamanon's im Port des Français (58° 37'), welche grosse versteinerte Muscheln betrifft, die von den am Strande lebenden Conchylien verschieden waren; Voyage de La Pérouse autour du Monde publ. par Milet-Mureau; 4°, 1797, II, p. 189.

52 W. H. Dall, Alaska and its Resources; p. 462, 465.

53 C. Grewingk, Beitr. zur Kenntniss der orogr. und geognost. Beschaffenheit der N. W. Küste Amerikas, 8°, 1850 (aus d. Verhandl. d. Mineralog. Gesellsch. zu St. Petersb., 1848—1849), S. 249.

54 Grewingk, ebendas. insb. S. 274, u. folg., dann. S. 54 u. a. and. Ort. Das von Pinart von den Pribyloff-Inseln abgebildete Stück flösst mir wegen seiner Erhaltungsweise einige Zweifel ein; Pinart, Voyages à la Côte Nord-Ouest de l'Amérique; 4°, 1875, I, p. 35, pl. A, Fig. 7. — Lutké, Voy. autour du Monde s. la Corvette la Sémiavine, t. III, red. par Al. Postels, 8°, Paris, 1836, p. 27, beschreibt die horizontalen Schichten mit Muscheln in Aljaska; die paläontol. Bestimmungen sind später nach Wossnessenski's Aufsammlungen erfolgt.

55 Dall, Tribes of the Extreme North-West; Contrib. to N. Americ. Ethnology vol. I, 1877 (Powell, Geogr. and Geol. Survey of the Rocky Mountains), p. 41 u. folg.

56 G. M. Dawson, On the Superfic. Geol. of Brit. Columbia; Quart. Journ. geol. Soc. 1878, XXXIV, p. 97, 99, und Addit. Observ., ebendas. 1881, p. 278. Aehnliche Angaben bereits bei H. Bauerman, On the Geol. of the S. E. Part of Vancouver Island; Quart. Journ. geol. Soc. 1860, XVI, p. 202; ferner Dawson, Rapport sur les Iles de la Reine Charlotte; Commiss. géol. du Canada, Rapp. 1878—1879, p. 110 B. Ich habe die Muschelbank in + 15 Fuss (p. 114 B u. folg.) nicht erwähnt, weil sie an Küchenreste erinnert. Blake, U. St. Coast Survey for 1867, p. 281; ders.: Topogr. and geol. features of the NW. coast of America; Am. Journ. Sc. Arts, 1868, 2. ser., XLIV, p. 243; auch Grant, Journ. geogr. Soc. 1857, XXVII, p. 285.

57 J. S. Newberry, Surface Geol. of the Country bordering the N. Pacif. Railroad; Am. Journ. Sc. 1885, 3. ser., XXX, p. 344.

58 J. Hector, On the Geol. of the Country betw. Lake Superior and the Pacif. Ocean; Quart. Journ. geol. Soc. 1861, XVII, p. 388—445; Hind beschreibt jene am S. Saskatchewan, ebendas. 1864, XX, p. 122—130; eine drastische Beschreibung der Terrassen an den Zuflüssen des Fraser gaben Milton and Cheedle: The NW. Passage by Land; 8°, 3^d ed., 1865, p. 338 und Taf.; ebenso Begbie, Proc. Geogr. Soc. 27. Feb. 1871. Schon im J. 1832 sah Capt. Back 10—11 Terrassen an dem grossen Sclavensee und schloss auf ein Sinken seines Wasserstandes, als er den Abfluss dieses Sees, den grossen Fischfluss, untersuchte. Dieser Fluss ist ebenso wie der Abfluss des Winnipeg, Nelson River, von felsigen Katarakten unterbrochen; Back, An Account of the Route and Appearances of the Country from Great Slave Lake in the Polar-Sea; Journ. Geogr. Soc. 1836, VI, p. 5.

59 G. M. Dawson, Quart. Journ. geol. Soc. 1878, p. 21, und 1881, p. 283. Eine Abbildung und zahlreiche Messungen von Flussterrassen in Rapp. Commiss. géol. du Canada, 1875—1876, p. 290, und 1877—1878, p. 168 B u. folg.; eine Abbildung der Terrasse des Il-ga-chuz ebendas. 1876—1877, pl. II.

60 J. D. Dana in Ch. Wilkes, U. St. Explor. Expedition during the years 1838 to 1842; 1849, X, p. 670, 677.

61 W. A. Goodyear, Notes on the Geol. of the Coast of Oregon; Proc. Calif. Acad. Nat. Sc., 1872, IV, p. 295—298.

62 G. Becker, Notes on the Stratigr. of California; Bull. U. S. Geol. Surv. 1885, N° 19, p. 15, 16; Davidson nennt in + 40 Fuss eine horizontale Terrasse bei Point Arena; ders.: Proc. Calif. Acad. Sc. 1871, IV, p. 179, und insb. dess.: The Abrasions of the Continental Shore of NW. America and the supposed ancient Sea-levels; ebendas. 1873, V, p. 90—97, und Taf. V. Derselbe Beobachter führt zahlreiche Beobachtungen über Terrassen an der Küste von Californien und von nördlicheren Breiten an und meint, dass dieselben durch eine allgemeine Eisdecke erzeugt seien. Ich muss mir versagen, diese Angaben zu benützen, weil zugestandenermassen ein grosser Theil der Beobachtungen nur vom Schiffe aus gemacht wurde.

63 J. Blake, On the Gradual Elevation of the Land in the Environs of S. Francisco; Proc. Calif. Acad. 1863, III, p. 45, 46; auch Newberry, Rep. on North California and Oregon, 4°, 1857, p. 13—15; Whitney, Geol. of California; 1865, I, p. 102; Amos Bowman, On Coast Surface and Scenic Geology, Proc. Calif. Acad. 1872, IV, p. 244.

64 J. D. Whitney, Geol. Calif. I, p. 165, 169. Whitney erwähnt nach Dr. Cooper auf den Inseln S. Barbara und Cataline (34°—33° 20′) sogar Terrassen bis zu 1000 Fuss, hat aber die Stellen nicht selbst besucht; ebendas. p. 182. Die Strandlinien bei Monterey erwähnt auch schon Blake, Report of Explor. and Surv. Railr. from the Mississippi to the Pacif., V, 1856, p. 129, 186. Bei S. Pedro soll auch ein Elephantenzahn in der alten Strandbildung gefunden worden sein. Oscar Loew meint, dass S. Californien sich heute um 5 Fuss im Jahrhunderte erhebt; ders.: in Wheeler, Annual Rep. upon the geol. Survey West of the 100. Merid., 8°, 1876, p. 184. Aus meteorologischen Gründen folgert ferner Loew, dass Mexico, Arizona und Ostcalifornien sich senken, Utah und die Californische Küste aber sich erheben. Es möchte aber wohl zweifelhaft sein, ob wirklich aus den Regenverhältnissen solche Schlüsse zu ziehen möglich sei; ebendas. p. 178.

65 Blake, Railr. Rep., V, p. 228—240; ebenso Newberry in J. C. Ives, Rep. on the Colorado River of the West; 4°, Washington, 1861, Geol. p. 19 u. folg.

66 Remond, Ann. Univ. Chile; 1868, XXXI, p. 416.

67 Harper Pease, On the existence of an Atoll near the West coast of America, and Proof of its Elevation; Proc. Calif. Acad. 1866, III, p. 199—201. Ich habe nicht erkannt, mit welchem Grunde Pease aus Griswold's Darstellung auf eine Erhebung des Atolls um 100 Fuss schliesst.

63 Dana in Wilkes, U. S. Explor. Exped. 1849, X, p. 670, 677.

DREIZEHNTER ABSCHNITT.

Strandlinien der äquatorialen und südlichen Küsten.

Atlantische Westküste, mittlerer und südlicher Theil. — Atlantische Ostküste, afrikanischer Theil. — Ostafrikanische und arabische Küsten. — Ostindische und hinterindische Küsten. — Polynesische und australische Küsten. — Westküste von Südamerika.

1. Atlantische Westküste, mittlerer und südlicher Theil. Wir beginnen bei Cap Hatteras. Die Champlain-Ablagerungen des Nordens sind verschwunden; die Terrassen sind viel niedriger geworden. Die eigenthümlichen Phosphatlagen von Süd-Carolina, welche in flacher Lagerung eine so grosse Verbreitung erlangen und neben den Resten von *Mastodon* und *Elephas* auch solche vom Spermwal und wahrscheinlich auch vom Walross, zugleich Steinwaffen und Spuren von Hausthieren enthalten, werden von Leidy als eine lang andauernde Bildung auf flachem Strande angesehen.[1]

Die Gründe, welche gegen jede messbare heutige Bewegung in den Carolinen, in Florida und an den Mündungen des Mississippi gelten, sind bereits angeführt worden, doch wurde erwähnt, dass an der ganzen Ostküste von Florida eine Muschelbreccie, welche + 10 bis 12 Fuss erreicht, als das Zeichen einer jungen negativen Bewegung angesehen wird. (II, S. 395.)

Schon im J. 1853 erinnerte Lyell an die auffallende Regelmässigkeit der S-förmigen Linie, welche das Streichen der Bahamas mit jenem der kleinen Antillen verbindet, und Nelson's Beschreibungen liessen einen älteren Kern innerhalb dieser Inseln vermuthen. Gabb erklärte alle Bahamas, namentlich die etwas höher liegenden Theile, als die getrennten, doch heute noch hori-

zontalen Schollen eines vor Zeiten zusammenhängenden Landstriches. Man hat versucht, hier und in den Antillen einen jüngsten, postpliocänen Küstenkalkstein abzuscheiden, für welchen Gabb den Namen ‚Antillite' vorgeschlagen hat, aber ich gestehe, dass es mir nicht geschienen hat, als seien allenthalben in diesem Gebiete die Grenzen der jüngeren Meeresablagerungen gegen die Tertiärformation bereits mit hinlänglicher Schärfe gezogen. Die Betrachtung von Sombrero liess oftmalige Oscillation vermuthen (II, S. 395); Antigua hat gezeigt, wie sogar mitteltertiäre Bildungen vom Alter des Orbitoidenkalksteins als Kalksteinriffe in das Meer hinaustreten. Die Schwierigkeiten, welchen man bei dem Versuche der Abscheidung der letzten Bewegungen begegnet, sind dieselben wie im Mittelmeere; wir müssen uns darauf beschränken, zu sagen, dass heute nirgends messbare Bewegung nachgewiesen ist, und dass die lebenden Korallenriffe jede negative Veränderung in der Gegenwart ausschliessen, dass jedoch ringsum negative Anzeichen aus der Vorzeit vorhanden sind, von welchen ein grösserer oder geringerer Theil bis in die Tertiärzeit zurückreicht.[2]

Die Küsten von Guiana sind allen Beobachtungen dieser Art sehr ungünstig; sie sind flach, und strecken sich wie bei Georgetown mit geringer Neigung unter dem Meere fort; sandige Dünen begrenzen landeinwärts diesen flachen Saum in einer Entfernung von mehreren Meilen vom Meere.[3]

An der Nordküste Brasiliens weicht das Land bis über die Mündung des Paranahyba hin zurück. Da Silva Coutinho, welcher diese Erscheinung mit drastischen Worten geschildert hat, schreibt sie entweder einer Senkung des Landes oder einem Vordringen des Meeres zu. Der gewaltige Amazonenstrom ist trotz der Menge seiner Sinkstoffe nicht im Stande, ein Delta aufzubauen; die grossen Inseln an seinen Mündungen, Marajo Caviana und Mexiana, bestehen nicht aus neueren Anschwemmungen des Flusses, sondern sind Theile des Festlandes, welche das Meer abgetrennt hat. Sie werden verschwinden, so wie breite Gebiete bereits verschwunden sind. Vom Pará bis zum Maranhão vollzieht sich in einem Netze von Canälen und Lagunen dieser Kampf des zerstörend vordringenden Salzwassers. Als Da Silva Coutinho im J. 1867 diese Strecke besuchte, wurden zwei Leuchtthürme bereits vom Meere

bespült, welche etwa 30 Jahre früher 500 M. entfernt vom Meere erbaut worden waren. Die Fluth tritt mit ausserordentlicher Gewalt in die Mündungen der Flussarme und Canäle ein und erobert bleibend den Boden. Seethiere siedeln sich an, wo früher Süsswasser war, und lange Linien von Mangroven rücken gegen das Festland vor, während die Flora des Landes zurückweicht.[4]

So ist es unter dem Aequator; es wird uns aber schwer, zu unterscheiden, wie viel von diesen Vorgängen wirklich einer positiven Bewegung des Strandes, wie viel nur der brandenden Wirkung der Wogen zuzuschreiben ist.

Die Insel S. Paul, weit draussen im Ocean, hat keine bestimmten Ergebnisse geliefert. In der Linie der Brandung traf Wyville Thomson ein rothes Band von incrustirenden Nulliporen.[5]

Oestlich vom Maranhão über Cap S. Roque, die Abrolhos-Gruppe umfassend und bis zum Cabo Frio, also etwa vom 1. oder 2. bis zum 22. oder 23. Breitegrade, erstreckt sich das erst in neuerer Zeit hauptsächlich durch Hartt bekannt gewordene Gebiet der brasilischen Korallenbauten. Die Arten sind fast ausschliesslich diesen Küsten eigen; es gibt manche Stellvertretung und Verwandtschaft mit der westindischen Korallenfauna, doch fehlen viele bezeichnende Geschlechter. Die wichtigsten Gattungen sind hier *Acanthastraea*, *Favia*, *Heliastraea*, *Siderastraea*, *Porites*. Cabo Frio darf als der südlichste Punkt angesehen werden; in der Bucht von Rio Janeiro gibt es trotz scheinbar günstiger Umstände nur mehr eine oder zwei Arten, beides *Astrangiae*. Bis zu den Abrolhos, also etwa bis 18° s. B., sind aber längs der Küste Streifen wahrer Korallenriffe, durch unregelmässige Zwischenräume von einander getrennt, sichtbar. Sie sind in der Regel durch einen schiffbaren Canal vom Festlande geschieden.[6]

Die Angaben über Bewegungen der Strandlinie auf S. Fernando Noronha (3° 50′ s. Br.) sind ganz widersprechend. Die grössere Masse besteht aus Basalt und Phonolith, das kleine Booby-Eiland aus Kalksandstein. Rattray schloss aus dem Vorhandensein einer alten Hochwasser-Linie und aus gewissen Auswaschungen auf Booby-Eiland auf eine junge Erhebung der Gruppe. Buchanan dagegen, welcher seither mit dem Challenger diese Gruppe besucht hat, hebt hervor, dass die Schichtung auf Booby-Eiland

vom Winde erzeugt sei, und dass sie unter das Meer hinabreiche, und folgert hieraus, dass das Land gesunken sei oder noch sinke.[7]

Wichtiger für unsere Vergleiche ist der Umstand, dass nach der Darstellung Hartt's die zwischen S. Fernando-Noronha und dem Festlande liegende Roccas-Gruppe alle Anzeichen eines typischen Korallenbaues unter positiver Bewegung der Strandlinie zu bieten scheint.

Längs der Küste sind die Riffe von Pernambuco (8°) durch Hawkshaw beschrieben worden; er sah in ihnen ein Zeichen einer intermittirenden Bewegung. Die Riffe von Parahyba do Norte (7°) und der Insel von Itaparica bei Bahia (12° 50′) hat Rathbun untersucht. Sie bestehen auf Itaparica in ihren tieferen Theilen aus Korallen, darüber aus Nulliporen und, namentlich gegen den höchsten Theil, aus unzähligen Serpulitenröhren. Sie sind durch einen Canal vom Lande getrennt. In dem Canale liegen todte Korallenstöcke, überrindet von Nulliporen und Serpulen; in der Bucht von Bahia scheinen alle Arten noch fortzuleben, mit Ausnahme der *Mussa Harttii*. Ein guter Theil dieser Riffe ist aber bei Ebbe trocken; dies erwähnt z. B. ausdrücklich Hartt schon ziemlich weit im Norden, bei den unregelmässigen Korallenbauten ausserhalb der Stadt Maceió, Prov. Alagoas, welche sich nordwärts gegen Pernambuco fortsetzen.[8]

In den Abrolhos sind Fransenriffe vorhanden; S. Barbara ist von einem solchen umgeben. Aber Hartt's eingehende Beschreibung der NW. davon liegenden Lixo-Riffe lehrt, dass diese eine horizontale, von tiefen Canälen durchfurchte todte Oberfläche besitzen, welche bei Niederwasser zwei Fuss hoch emporragt, bei gewöhnlicher Fluth aber bedeckt ist. ‚Das Riff,' sagt Hartt, ‚ist so hoch gewachsen, als es konnte, und ist jetzt todt . . . seine Höhe ist wahrscheinlich einer neuerlichen Erhebung des Landes zuzuschreiben.'

Gegen die brasilische Küste hin erheben sich aus dem offenen Wasser ‚Chapeiroes', d. i. von Korallen gebaute Thürme, welche wenige Ellen im Durchmesser haben. Diese vereinigen sich zuweilen zu ausgedehnten Riffen; die grössten Riffe sind von solchen Thürmen umgeben. Die Riffe ragen in der Regel ein wenig über

Niederwasser und besitzen eine merkwürdig ebene Oberfläche. Zuweilen, aber nur selten, ist Land darauf gehäuft.[9]

Diese Angaben hinterlassen den Eindruck als sei auf dieser Küstenstrecke eine negative Bewegung eingetreten, welche die Korallenriffe entblösst und getödtet hat.

Hiemit stimmen auch ziemlich gut die auf dem Festlande von Hartt gesammelten Beobachtungen. Etwas N. vom S. Cruzflusse sind grosse Flächen von todten Korallen bedeckt, welche bei Niederwasser trocken liegen. An der Mündung des Jequitinhonha bei Belmonte (unweit Porto Seguro) sollen an dem flachen Gestade alte Strandlinien sichtbar sein. Aehnliche Spuren erscheinen an dem Pão d'Assucar, Victoria, Prov. Espiritu Santo.

Aus öfters erwähnten Gründen lege ich geringen Werth auf die allen diesen Daten widersprechende Folgerung, welche aus dem Vorkommen eines überflutheten Waldes S. von der Mündung des Mucury-Flusses, W. von den Abrolhos, etwa könnte gezogen werden.[10]

Bei Cabo Frio und S. von demselben mehren sich die Spuren negativer Bewegung, doch müssen die Angaben sorgfältig geprüft werden, da ihre Höhe über dem Meere unbeträchtlich ist, und Küchenreste, sowie Reste von Grabmälern und andere Zeichen alter Wohnsitze auftreten. Es sind selbst Nachrichten vorhanden, nach denen die Barre vor dem Hafen von Cabo Frio künstlichen Ursprunges sein soll.[11]

An den Maricas-Inseln zwischen Cabo Frio und Rio traf Hartt in den Gneissklippen die leeren becherförmigen Höhlungen der *Echinometra Michelini*, in der Bucht von Rio selbst Sand mit recenten Conchylien mehrere Fuss über Hochwasser und ähnliche Bildungen auch in Sümpfen der Prov. S. Paolo.[12]

Bei Laguna erwähnt Capanema Austern an den Granitfels geheftet, etwas mehr als 2 M. über Hochwasser. Alle die Sambaquis oder Muschelhügel dieses Gebietes sind aber als Reste menschlicher Cultur anzusehen. Oberhalb Buenos Ayres werden 6 bis 8 M. über dem Flusse Muschelbänke zur Gewinnung von Kalk abgebaut; sie sind von Resten von Walen, aber auch von alter Töpferwaare begleitet. Darum soll nicht geleugnet werden, dass auch hier negative Anzeichen vorhanden sind; es spricht hiefür der Umstand, dass Stelzner noch weit höher, im selben Flussgebiete,

bei Rosario, Bänke mit Brackwassermuscheln mehrere Meter über dem Wasserspiegel angetroffen hat.[13]

Am la Plata, etwa zwischen 33° und 35°, betreten wir jenes merkwürdige abgestufte Gebiet, welches mit steigender Höhe der Stufen bis über die Magellans-Strasse fortsetzt. Es sind nach Darwin an einzelnen Stellen fünf, an anderen sieben bis acht, vielleicht neun Stufen wahrnehmbar. Allerdings scheint es, als seien noch nicht überall die Flussterrassen ausgeschieden. Dies ist das Gebiet, in welchem Doering's querandinische Stufe auftritt. Sie ist wohl das Aequivalent der Champlain-Stufe des Nordens. Wie jene ist sie von den Conchylien der heutigen Fauna erfüllt, und wie jene erhebt sie sich gegen den Pol hin höher und höher. In der Bucht des Plata liegen diese Muschelbänke in + 20 bis 30 M., im äussersten Süden in + 100 M., und die begleitenden Strandterrassen erheben sich dort auf + 300 bis 400 M. (II, S. 391.)

Von den Wässern von Skyring her das Gebirge übersteigend, sahen Roger und Ibar im Quellgebiete des Rio Gallega (51° 45′), wie an die Stelle der Berge plötzlich Tafeln traten, alle von gleicher Höhe, ganz wie sie Capt. Fitz Roy vom Rio S. Cruz beschrieben hatte, ‚als wären die Tafeln das Relief des Landes und die Thäler in dieselben eingegraben.'[14]

Es zeigt uns daher die Ostküste Amerikas, dass die Terrassen S. von 40° n. Br. verschwinden, geringe negative Spuren Florida begleiten, dann in den Antillen bestimmte Ergebnisse nicht zu erlangen sind, aber lebende Riffe eine heutige negative Bewegung ausschliessen. Guiana gibt keine bestimmte Nachricht, doch fehlen die Terrassen. Am Amazonas dringt das Meer vor, vielleicht nur durch die zerstörende Kraft der Brandung. Dann folgen Korallenriffe; in ihrem südlichen Theile sind sie, wahrscheinlich unter dem Einflusse einer negativen Bewegung, todt und bei Niederwasser trocken.

Weiter gegen Süden werden negative Spuren etwas deutlicher; am Plata, zwischen 30° und 40° s. Br. beginnt wieder das Terrassenland des Nordens, und die querandinische Stufe erhebt sich mehr und mehr gegen Süden, ganz wie die Champlain-Stufe und die begleitenden Terrassen sich gegen Norden über die heutige Meeresfläche mehr und mehr erheben.

2. Ostatlantische Küste, afrikanischer Theil. Die mir von dieser Küste zur Verfügung stehenden Nachrichten sind gering an Zahl und leider zum grossen Theile wenig bestimmt. An der Marokkanischen Küste ist nach Maw an mehreren Orten eine alte Strandlinie sichtbar, welche ähnlichen Vorkommnissen auf Gibraltar entspricht; Maw sah dieselbe in Höhen von beiläufig 40 bis 60 oder 70 Fuss in der Bucht von Tanger, S. von Cap Spartel und bei Mogador. Weiter im Süden, etwa von 29° 30′ bis 28°, hat Duro das Ufer besucht; es besteht dort aus einem unterbrochenen Steilrande von weissem und rothem Sandstein. Die Reste des spanischen Forts, welches die Eingebornen Tagadir Rumi nennen, und welches S. von Cabo Non aufragte, sind heute nur gering, da das Fort durch Unterwaschung des vorspringenden Ufers abstürzte, nicht durch Senkung, wie andere Beobachter gemeint haben. Aehnliche Verhältnisse herrschen am Wadi Draa. Nach Ersteigung des Steilrandes blickt man auf eine unübersehbare Ebene.[15]

Auf den canarischen Inseln sind auch negative Spuren vorhanden; hieher rechne ich das von Fritsch erwähnte Vorkommen von Muschelresten in + 20 bis 40 Fuss, verkittet durch Sand und Thon, in den Fugen und Klüften jüngerer Basaltklippen auf der Insel Palma. Von den höher liegenden Vorkommnissen aller dieser atlantischen Inseln ist es nach den Berichten schwer zu entscheiden, ob sie nicht tertiären Alters seien.[16]

Am Cap Blanco traf Belcher die ganze Atmosphäre mit Sand erfüllt; fast kein Pflanzenwuchs vermag sich zu entwickeln; jedes grössere Gebäude wäre binnen einem Monate in Sand begraben. Meeresmuscheln sollen in Menge in merkbarer Höhe über Hochwasser ausgebreitet liegen.[17]

Auf mehreren der Cap Verd'schen Inseln trifft man Muschelbänke von geringem Alter; Darwin hat sie beschrieben; Fischer untersuchte ihre Fauna nach Aufsammlungen von Cessac, welche hauptsächlich von S. Jago stammten, wo sie in + 18 M. zwischen zwei basaltischen Decken liegen; mit Ausnahme von zwei Arten stimmen die Vorkommnisse mit den lebenden überein.[18]

Auf den Mel-Inseln (12° n. Br.) stellen sich Korallenriffe ein mit steilen Abfällen zur Tiefe; ausgedehnte Nehrungen und Lagunen begleiten die Küste von long. 1° 15′ bis 1° 34′.[19]

S. von der Congo-Mündung traf Pechuel-Lösche Kalkstein mit Austernschalen in 20 Fuss hohen Klippen am Meeresstrand, doch ist mir das genauere Alter dieser Vorkommnisse unbekannt.[20]

Eine grössere Anzahl von Berichten über die Beschaffenheit der westafrikanischen Küsten liegt vor, aber im Allgemeinen ist unsere Kenntniss von diesen Gebieten doch noch ausserordentlich unvollständig, und selbst von Pomel's Angaben, dass an den Mündungen des Senegal, sowie weit davon an der Lagune von Assinie quaternäre Muschelbildungen in geringer Seehöhe vorkommen, ist noch nicht sichergestellt, ob sie sich nicht auf alte Küchenreste beziehen.[21]

Völlig unzureichend sind die mir zu Gebote stehenden Berichte von südlicheren Küstenstrecken, aber in der Cap-Colonie treten negative Anzeichen mit grosser Bestimmtheit hervor. Schon Clarke erwähnt aus der Gegend der Capstadt das Vorkommen von parallelen Strandlinien und von hochliegenden Muschelbänken; die Umgebungen von False-Bay und die Tafel-Bay, meinte Clarke, müssten mehr als 60 Faden hoch überfluthet und das Cap eine Insel gewesen sein.[22]

Wir können demnach nur sagen, dass von Gibraltar bis über die Cap Verd'schen Inseln herab negative Spuren von mässiger Höhe über dem Ocean bekannt sind, weiter gegen Süden die Nachrichten fehlen oder nicht ausreichend sind, in der Cap-Colonie jedoch sehr deutliche negative Anzeichen erscheinen.

3. Ostafrikanische und arabische Küsten. Die bei der Capstadt sichtbaren Spuren wiederholen sich an vielen Orten im südlichen Afrika. Stow, welcher den jüngsten Meeresbildungen grosse Aufmerksamkeit zugewendet hat, zählt zu diesen in der Nähe von Port Elizabeth schräge Abwaschungsflächen auf Quarzit bis + 180 Fuss (55·5 M.) und Meeressand, in welchem bis zu + 60 oder 70 Fuss Meeresconchylien bekannt sind. Noch bei Reuben Point, am Eingange in die Delagoa-Bai liegt der junge Meeressand mit Conchylien nach Cohen in + 40 M. und derselbe Meeressand reicht 25 Kilom. in das Land hinein. Griesbach berichtet, dass an der ganzen Ostküste Afrikas die Spuren junger Hebung des Landes vorhanden seien, aber da in den vermeintlichen

alten Küstenbildungen in der Nähe des Strandes bei Natal, bei Inanda und an der Mündung des Zambesi alte Culturreste getroffen worden sind, dürfte ein guter Theil dieser Vorkommnisse zu den Küchenresten gehören.[23]

Griesbach glaubte weiter im Norden rings um die Insel Marsha erhobene Korallenriffe zu sehen und schreibt die Entstehung der Bazaruto-Inseln einer Erhebung der Korallenriffe zu. Die Stadt Mozambique ist auf flachem, niedrigem Korallenbau errichtet, und schon die älteren, aber eingehenden Mittheilungen der Vermessungsofficiere der englischen Schiffe Leven und Barracouta zeigen deutlich, dass weiter gegen Norden die Küste mehr und mehr die Kennzeichen einer echten Korallenküste annimmt.

Insbesondere werden oft die grossen Tiefen erwähnt, zu welchen die Korallenbauten seewärts jäh abfallen. In 12° 20′ bei Ibo trennt eine Lagune das Riff vom Festlande. Cap Delgado (10° 41′) und die Querimba-Inseln, der Hafen von Quiloa, die Insel Mafía, Pemba sind Beispiele von Korallenbauten mit überaus steil zu grossen Tiefen absinkenden Rändern. Auch bei Mombas liegt die Lagune zwischen dem Riff und dem Festlande. Trotz dieser Anzeichen soll nicht geleugnet werden, dass auch negative Merkmale vorhanden sind, und zwar an denselben Küsten, vor welchen die Wallriffe stehen. Burton berichtet, dass die Mrima, d. i. die Küste N. von Zanzibar, von Rufiji bis Mombas Spuren der Erhebung des Landes und stellenweise sogar deutliche Zeichen von zwei Strandlinien zeige, welche durch eine flache Stufe getrennt sind. In ganz ähnlicher Weise beschreibt Thomson diesen Küstenstrich bei Dar-es-Salaam (6° 50′ s. Br.) und sagt, es seien zwei, wenn nicht gar drei Strandzonen vorhanden, es müsse zwischen dem ersten und dem zweiten Strande eine Unterbrechung in der Hebung eingetreten sein. Noch weiter im Norden, gegenüber der Insel Kiama (0° 40′ s. Br.) fand Brenner, dass die Korallenformation mehr als 3 Kilom. weit in das Land reicht und dort plötzlich von einem bewaldeten, aus Dünensand bestehenden Höhenzuge abgeschlossen wird.[24]

Dieses Auftreten verlassener Strandlinien an Küsten, welche von Lagunen und jäh abfallenden Wallriffen umgeben sind, kann aber wenig Erstaunen hervorrufen, seitdem wir mitten im pacifi-

schen Ocean Tafelstücke kennen gelernt haben, welche bis zu + 100 M. aufragen, durch negative Bewegung trockengelegt wurden und heute von Lagunen und von lebenden Wallriffen umgürtet sind.

Ein grosser Theil von Madagascar ist von einem Wallriffe mit Lagune umgeben; die Farquhar-Inseln (João de Nova) N. von Madagascar, bilden nach Wharton ein Atoll mit Lagune; ebenso bildet nach Coghlan's Bericht die Abbé-Bank, N. von Mauritius, ein schmales Atoll; dieses ist aber ganz überfluthet und seine Oberfläche liegt in — 13 bis 18 M., sowie viele Korallenbauten, N. von Mauritius. Nach Niejahr umschliessen die Cosmoledo-Inseln in ihrer kreisförmigen Anordnung nahezu eine Lagune.[25] Alle Madagascar umgebenden Inseln von den Comoren zu den Seychellen, bis Réunion und Mauritius sind mit wenigen Ausnahmen von Riffen umgeben, doch fehlt es insbesondere auf Mauritius nicht an Angaben über negative Spuren. Auf Rodriguez sieht man eine alte Strandlinie in + 20 Fuss.[26]

An der afrikanischen Küste treten auch weiter gegen Nord jenseits des 10° n. Br. die Zeichen negativer Bewegung in gar auffallender Weise hervor. An der Medjertin'schen Küste in N. Somâli konnte Revoil sogar versuchen, nach diesen Spuren die einstigen Umrisse des Meeres an der Nordküste der Halbinsel von Bender Gâsem, Bender Khôr und Mêraja zu verzeichnen. Haggenmacher traf, von Berbera landeinwärts reisend, auf zwei bis vier Stunden vom heutigen Strande verwitterte Austern- und Korallenbänke.[27]

Die Vorkommnisse an der Südküste des Golfes von Aden sind die Vorboten der negativen Spuren, welche das Rothe Meer rings umgeben und bereits vor langer Zeit die Aufmerksamkeit der Reisenden auf sich gezogen haben. Schon im J. 1762 erkannte Carsten Niebuhr an dem Mosesbrunnen, dass das Meer sich ‚schon weit zurückgezogen zu haben scheine', und ebenso bemerkte er an der Küste bei Djidda den Rückzug des Meeres. Früh schon, als Darwin's Ansichten über den Aufbau der Korallenriffe kaum bekannt geworden waren, konnte Ehrenberg an den Riffen des Rothen Meeres zeigen, dass hier der Unterschied von Wall- und Strandriffen nicht in der erwarteten Schärfe aufrechtzuhalten sei,

ein Ergebniss, welches bekanntlich später auch Dana für die Riffe anderer Meere ausgesprochen hat. Schon im J. 1838 konnte Rüppell eine Uebersicht der trockenliegenden Bänke versuchen. Im Norden sollte ihre Höhe + 30 bis 40 Fuss betragen; wagrecht, an das alte Gebirge gelehnt, ziehen sie weit nach Süden. Etwa vom 26.° n. Br. an, so bei Djidda, Massaua und an anderen Orten, sollte diese Höhe nur 12 bis 15 Fuss betragen. Es sei ein deutlicher Beweis vorhanden, ‚dass in einer unbestimmten Zeit das Höhenverhältniss des Wasserspiegels zu dem Continente in dem südlichen Theile um beiläufig 15 Fuss, im nördlichen um 30 bis 40 Fuss verschieden war.‘[28]

Seither hat man an verschiedenen Orten auch noch höher liegende Spuren des Strandes getroffen, aber ich führe Rüppell's heute veraltete Darstellung an als ein Zeichen des tiefen Eindruckes, welchen die lang hinlaufenden wagrechten Linien auf den denkenden Beobachter hervorbringen. Es sind dieselben Linien, welche als die Spuren der angelagerten oder absteigenden Reihe in Suez erwähnt worden sind (I, S. 487) und von welchen die 200 Fuss-Linie sich bis an den Mokattam bei Kairo und bis Ssedment im Nilthale fortsetzt; solche Linien kann keine Bewegung der Lithosphäre erzeugen.

Eine Uebersicht der heute das Rothe Meer umgebenden Horizonte trockenliegender Bänke oder Strandlinien ist nach dem dermaligen Stande der Berichte nicht möglich. Nur wenige Strecken sind genauer geprüft und die meisten Angaben sind leider in der Regel nur ziemlich allgemeiner Art. Bei Suez und im Busen von Akaba kennt man die höchsten Horizonte, weil diese Strecken am häufigsten besucht werden, aber es darf nicht gezweifelt werden, dass auch die hochliegenden Strandlinien nicht örtlichen Ursprunges sind, sondern eine sehr weite Verbreitung gehabt haben.

Bei Tudjurra, nahe vor dem Eingange in das Rothe Meer fand Rocher d'Hericourt junge Meeresbildungen in + 40 bis 50 M.; Aubry traf bei Obock zwei Stufen von Korallenkalk, eine in + 15 bis 25 M. und eine andere in + 40 bis 50 M.; Courbon in der Bucht von Adulis in + 20 bis 40 M. Heuglin hat bei Suakim und Tokar, Botta in Yemen den breiten Saum junger, trockenliegender Meeres-

ablagerungen beschrieben. Dieser Saum heisst in Arabien Tehama und er reicht bis zur Strasse Bab-el-Mandeb.[29]

Unsere Kenntnisse von ähnlichen Erscheinungen an der Südküste Arabiens sind hauptsächlich Carter zu verdanken. Ein Millioliten-Sandstein, aus unzähligen Rhizopodenschalen zusammengesetzt, deren Kammern mit gelbem Eisensilicat gefüllt sind, begleitet die Küste und setzt sich an der indischen Küste auf Kattyawár fort; dort nennt man ihn Purbunder-Stone; bei Bhooj in Kachh enthält er irisirende Muschelschalen und heisst dann Gold-Stone; er wird von Kattyawár bis Bombay als ein mürber Baustein verfrachtet.

Diese weit ausgebreitete junge Meeresbildung haftet an der südarabischen Steilküste in verschiedenen Höhen und ist mit Sicherheit bis + 150 Fuss (45·7 M.) nachgewiesen. An einer Stelle wird nach losen Blöcken ein noch weit höheres Vorkommen vermuthet. Dies sind aber nicht die einzigen Spuren negativer Bewegung; man sieht Bohrungen von *Lithodomus* in verschiedenen Höhen, ebenso Höhlen, sowohl in der heutigen Brandung, als hoch über derselben. So wird eine Höhle im Kalkstein des Râs Hammar, einem Theile des Râs Seger (Sejar), beschrieben, welche 150 Fuss breit, 50 Fuss hoch und in der Höhe des Daches von Lithodomen angebohrt ist.[30]

In den Persischen Golf setzen sich die Spuren dieser Veränderung gleichfalls fort, und Loftus berichtet, dass sich die Spuren junger Meeresbildung mit Conchylien, wie sie heute in diesem Meere leben, weit landeinwärts verfolgen lassen, ja dass diese Conchylien in den tiefsten Schichten des jungen Schwemmlandes noch 400 Kilom. vom heutigen Meere, d. i. 240 Kilom. oberhalb der Vereinigung von Euphrat und Tigris angetroffen werden. Diese marinen Ablagerungen scheinen aber gegen oben ohne scharfe Grenze in das Schwemmland der Flüsse überzugehen. An die gefalteten, gypsführenden, miocänen Schichten der äusseren Zágrosketten ist eine junge, obertertiäre Meeresablagerung flach angelagert; dies ist Blanford's Makrán-Gruppe; sie reicht von Bushihr bis Cap Monze. Eine noch weit jüngere Meeresbildung, der ‚Litoral-concrete‘, folgt der Küste, zumeist in + 20 bis 25 Fuss; Bushihr ist aus demselben erbaut und er bildet auch Cap Jáshk im Golf von

Omán; stellenweise wird unter diesem Namen eine trockenliegende Korallenbank verstanden. (I, S. 549.) Der östliche Theil der Insel Khárak besteht aus dem Litoral-concrete; er ist von einem Korallenriff umgeben und beide gleichen sich sehr. Diese Bildungen werden von Blanford als eine Fortsetzung der jungen Küstenablagerungen angesehen, welche wir soeben an der südarabischen Küste und bis Kachh kennen gelernt haben.[31]

Das südliche Afrika zeigt also an seiner Ostküste verlassene Strandlinien in ansehnlicher Höhe, noch an der Delagoa-Bai in + 40 M. Dann folgt eine Lücke in den Nachweisen, aber weiter im Norden, in Zanzibar und bis zum Aequator sind deutliche Anzeichen verlassenen Strandes auch dort vorhanden, wo Lagunen und steil abfallende Korallenriffe auf positive Bewegung in der jüngsten Vergangenheit deuten. Negative Spuren umgeben auch das Rothe Meer, die Südküste Arabiens und den Persischen Busen.

4. Ostindische und hinterindische Küsten. Indem wir die Küsten der ostindischen Halbinsel aufsuchen, ist zunächst an ein eigenthümliches Verhalten des Meeresspiegels an der Westküste zu erinnern. An dem südlichen Theile derselben bemerkt man nach Sowerby nur geringe oder keine Fluth; in Bombay beträgt sie 12 Fuss, an der Mündung des Tapti 19, am Ende des Golfes von Cambay 28 Fuss. Hier liegt der Scheitel der indischen Fluthwelle. Viele Ströme münden in den Golf, und aus ihren von der Fluthwelle zurückgewiesenen Sinkstoffen bildet sich eine beträchtliche Anhäufung an der SO. Küste von Kattyawár, zwischen Diu, Jaffrabad und Goapanath. Ebenso vergrössert sich die Barre des Tapti und ebenso scheint es darum nach Sowerby's Auffassung, als würde Bombay langsam sich erheben, weil seewärts Versandungen sich bilden, welche das Eindringen der Fluthwelle erschweren und auf diese Art den mittleren Wasserspiegel senken.[32]

Abgesehen hievon, verzeichnen die Fachschriften verschiedene angebliche Hebungen und Senkungen an den indischen Küsten.

Dass die Senkungen in Kachh von dem Einsacken und Abgleiten des feuchten Schwemmlandes bei Erdstössen herrühren, wurde bereits gesagt. (I, S. 57.)

Bei Bombay hat Buist einen überflutheten Wald beschrieben; neuere Angaben wurden von Ormiston bei Dockbauten gesammelt.

Die Bäume sind eingewurzelt in — 12 Fuss. Blanford bemerkt hiezu, dass nur 1 englische Meile (1·6 Kilom.) von dieser Stelle der Litoral-concrete vorkommt. *Avicennia* und *Bruguieria*, welche den überflutheten Wald bilden, seien auch heute unter der Hochwassermarke zu sehen; dass sie von Bohrmuscheln angebohrt sind, deute auf eine salzige Lagune. Dieses Vorkommen hat aber meines Erachtens keine Beziehungen zu den Bewegungen, welche den Litoral-concrete blosslegten, und ist den versenkten Wäldern Europas und Nord-Amerikas gleichzustellen, als das Zeichen einer örtlichen Gleitung von schlammigem Schwemmlande.[33]

Die Insel Vaypi an der Malabarküste ist als ein Beweis junger Erhebung angeführt worden; es ist dies ein Haufe von marinem Sediment, welcher bei einem Erdbeben im J. 1341 an diese Stelle gefegt worden ist. (I, S. 126.)

Setzt man nun die eben erwähnten Fälle bei Seite, so ergibt sich, dass ganz junge Ablagerungen des Meeres, dem Millioliten-Kalkstein und dem Litoral-concrete vergleichbar, rings um die ganze ostindische Halbinsel, wenn auch nur in weit getrennten Schollen, vorhanden sind. Buist hat dies bereits vermuthet; Blanford sprach sich für diese Ansicht aus, und sie wird durch neue Beobachtungen bekräftigt. Die Höhe, in welcher diese stets horizontal gelagerten Schollen auftreten, ist nicht dieselbe, aber an vielen Orten sind offenbar die höheren Horizonte zerstört worden. Am Cap Monze haften in 10 bis 15 Fuss über Hochwasser Austern an den Felsen.[34] Fedden's Untersuchungen in Kattyawár haben gezeigt, dass ein schmaler jungtertiärer Saum die Küste bis zum Golf von Cambay begleitet, und dass ausserhalb desselben ringsum eine Zone von Milliolitengestein vorhanden ist, welche über 60 Fuss reicht und im Innern noch bei weitem bedeutendere Höhen zu erreichen scheint. Die Nordseite der Halbinsel gegen den Golf von Kachh ist von todten Korallenbänken begleitet; trotz der zahlreichen negativen Spuren, welche Fedden anführt, möchte ich aber auf den letzten Umstand wegen der Einflüsse, welchen hier der Meeresspiegel ausgesetzt ist, kein entscheidendes Gewicht legen.[35]

Die verschiedenen Formen von Milliolitengestein und Litoral-concrete reichen bis Bombay, wie schon gesagt worden ist. Da

und dort erscheinen unter dem Laterit längs der Westküste bis weit gegen Süden vereinzelte Spuren sehr nahe dem Meere liegender Bänke, welche man, wie es scheint ohne volle Begründung, für jungtertiär angesehen hat; bei Quilon endlich ist in etwas grösserer Ausdehnung Kalksandstein sichtbar, welcher dem jungen Cuddalore-Sandstein der Ostküste gleichgestellt wurde. Auf Cap Comorin aber und jenseits desselben zwischen 8 und 9° s. Br. treten die negativen Anzeichen noch weit deutlicher hervor. Diese Strecke und die Adamsbrücke will ich etwas näher betrachten und folge dabei Foote's Angaben, für die Adamsbrücke auch jenen von Christopher und Branfill und den alten Dichtungen.[36]

Hier treten in verschiedenen Höhen horizontale Lagen von Kalkstein und Kalksandstein auf, welche die Schalen heutiger Conchylien enthalten. Eines der wichtigsten Vorkommnisse ist das Kudung Kulam-Plateau, nahe NO. von Cap Comorin, eine etwa 3 Kilom. lange Tafel, welche von Dünensand umgeben ist und + 48·5 M. erreicht; dies ist zugleich die höchste aus dem Süden der Halbinsel mir bekannte Messung ähnlicher Ablagerungen. Die meisten Schollen liegen in geringen Höhen, und Foote's Vermuthung, dass sie in einem späteren Abschnitte der negativen Bewegung gebildet wurden, entspricht den an anderen Orten gesammelten Erfahrungen. Korallen scheinen in diesen Ablagerungen nicht vorzukommen, aber am Strande selbst und auf einzelnen der vorliegenden Inseln sind die obersten Theile der Korallenbauten trocken und todt, überschüttet mit Sand und Erde. Ganz in gleicher Weise sieht man in Ceylon sogar stellenweise im Innern des Landes die verdeckten todten Korallenbänke. Landeinwärts, sagt Richthofen, begegnet man ihnen nicht über der Oberfläche, doch sollen die Leute öfters unter den Feldern Brüche auf Korallenkalk eröffnen. Insbesondere soll der Norden von Ceylon ganz auf Korallenbildungen liegen.[37]

Ein todtes Korallenriff bildet nach Foote auch die Insel Rameswaram, und die Oberfläche desselben reicht mindestens bis + 3 M., wahrscheinlich noch etwas höher. Diese Insel aber ist eine der Haftstellen jener merkwürdigen Nehrung, welche unter dem Namen der Adamsbrücke bekannt ist. Von der dünenreichen Südostküste des Festlandes zieht dieser lange Aufbau zuerst an

die Südseite des Riffes Rameswaram, und in dieser Strecke befindet sich bei Pámban eine künstlich erweiterte Durchfahrt, welche seit langer Zeit den Verkehr der Schiffe vermittelt. Schon im Jahre 1484 (1480?) soll dieser Canal von einer Sturmfluth zerstört worden sein, und seither ist dies zu wiederholten Malen geschehen; die englische Regierung hat ihn vertieft. Der mürbe Kalksandstein der Nehrung zeigt grobe Absonderung in Quadern, so dass man gewaltiges Mauerwerk zu sehen meinte. Von Rameswaram wendet sich der Bogen gegen Südost; zuerst ist es ein 16 Kilom. langer Sandsporn, sehr flach und zur Zeit des SO. Monsun theilweise überronnen. Dann beginnt eine 30 Kilom. lange Lücke, in welcher sich doch auch viele bewegliche Sandbänke befinden, und weiterhin folgt ein grösseres Bogenstück, fast bis zum Anschlusse an die Insel Ceylon. Ueberall ist es der gleiche mürbe Kalksandstein. Diese Nehrung ist der Schauplatz der Handlung für einen der schönsten Abschnitte des grossen Epos Rámáyana.

Der Held Rama durchlebt an der Seite seiner treuen Gattin Sita eine vieljährige Verbannung in den Wäldern und Einöden des südlichen Indien. Da wird ihm Sita von Rávana, dem Könige in Lanka (Ceylon), geraubt. Rama zieht aus zum Kampfe gegen Lanka, um sein treues Weib wiederzugewinnen; er will eine Brücke über das Meer werfen; die ‚Waldbewohner, welche die Gestalt von Affen haben, und welche mit Baumstämmen und Felsstücken kämpfen‘, sind seine zahlreichen und mächtigen Bundesgenossen. Das Heer gelangt an den Strand. Sinnend betrachten Rama und sein Heer den weiten Ocean, wie er, bewegt vom Winde und gleichsam entzündet, dem Luftmeere gleicht, und das Luftmeer dem Ocean, und wie an dem äussersten Gesichtskreise Himmel und Meer ohne Grenze sich berühren, der Eine mit Sternen, das Andere mit Perlen geziert. Drei Nächte harrt der unbesiegte Rama, in sich verschlossen, am Strande, dass der Gott der Meere sich ihm zeige. Ungeduldig ergreift er endlich den Bogen, und, gleichsam die Erde erschütternd, wirft er, wie wenn Indra Blitze schleudert, flammende Pfeile wie lebendes Feuer in die Abgründe der Meeresfluth. Die Wogen erheben sich wie die Joche des Berges Vindhya, und die erschreckten Ungeheuer der Tiefen flüchten zu dem Meeresgotte. Dieser erscheint; seine Farbe ist die des dunklen Lazursteines,

geschmückt mit Gold, und er spricht zu Rama: ‚Dein Urahn Ságara war es, welcher mein Bett mir höhlte; daher heisse ich der Ságaride, der Herr der Ströme. Eine Brücke darf ich nicht dulden über meinen Fluthen, damit nicht Andere sehen, dass ich überwindbar sei. Wenn Du aber einen Damm aufschütten willst, mag der Affe Nala es vollbringen; die Seethiere und die Stürme werden Dich nicht beirren, und ich werde die Wellen zurückhalten, Dir und Nala zu Liebe.‘

Der Befehl wird ertheilt, und Hunderte und Tausende von starken Affen beginnen das Werk. Bäume reissen sie sammt den Wurzeln aus und werfen sie blüthenbedeckt ins Meer, und Gesträuche und Schlingpflanzen, und darauf grosse Felsstücke, und wieder Bäume und wieder Felsstücke. So wird der Damm aufgerichtet; Rama, sein Bruder Lacsmana, mit ihnen Sugríva, Hanumat und alle die anderen wehrhaften Recken des Affenheeres ziehen über den Damm zum entscheidenden Kampfe.[38]

So schilderte lange vor dem Beginne unserer Zeitrechnung der Dichter die Entstehung der Nehrung. So lange der Ocean besteht, sagt er, wird dieser Damm bestehen und Rama's Ruhm. Heute noch nennt man eine Reihe vereinzelter Inselchen im Meere Nalasetu, d. i. die Brücke des Nala; die zunächst gelegene Stadt Indiens heisst Ramnad und ihr Oberhaupt führt den Titel Setupati, Hüter der Brücke.

Es mag vielleicht wirklich einmal eine Verbindung vorhanden gewesen sein, welche dann durch eine der gewaltigen Sturmfluthen des indischen Meeres zerrissen wurde, aber auch in diesem Falle ergiebt sich keinerlei Schluss auf eine Veränderung der Höhe des Strandes. An die Nordseite des Bogens hat sich ein breiter Streifen von jungem Schwemmlande vom Festlande her gelagert. Es ist so viel Sand an dieser Küste vorhanden, dass sie weithin von Sandhügeln bedeckt ist. Auf diesem jungen Schwemmlande erstickt der ansehnliche Fluss Vygah völlig in seinen eigenen Sinkstoffen und dem herbeigetragenen Sande, und er tritt erst in der Nähe des Meeres wieder zu Tage. Auch die Stadt Ramnad steht auf demselben Streifen von Schwemmland. Dieses ist offenbar jünger als der westliche Theil der Nehrung zwischen dem Festlande und der Insel Rameswaram. Die negative Bewegung, welche

die Korallen von Rameswaram, zugleich jene von Ceylon trockenlegte, hat aber vielleicht zu noch früherer Zeit begonnen als der Bau der heutigen Nehrung.

Die Meeresbildungen des Küstenstriches treten nun in enge Verbindung mit einem Kalksandstein, welcher bisher nur fossiles Holz geliefert hat und von hier an sich weit gegen Norden in der Nähe der Meeresküste hinzieht; dies ist der Cuddalore-Sandstein. In Trinchinopoli, über Madras hinaus und bis über das rasch in das Meer vorbauende Delta des Kistna findet man Conchylien von brackischem Typus meilenweit vom heutigen Strande entfernt, welche einen weiter landeinwärts reichenden Einfluss des Meeres verrathen. Am Chilka-See im Gebiete von Orissa (19° 40′) sieht man Bänke von *Cytherea casta* und *Arca granosa* 20 bis 30 Fuss über der Fluth; beide leben nicht mehr in dem See; *Cyth. casta* reicht noch in das Aestuarium unter demselben.[39]

Hiernach ist die ganze ostindische Halbinsel von negativen Spuren umgeben; schon ältere Beobachter erfassten die Grossartigkeit der Erscheinung, und Buist vermuthete im J. 1850 allgemeine Vibrationen der nördlichen Hemisphäre.[40]

An der Ostküste des Golfes von Bengalen wiederholen sich die negativen Zeichen. Abgesehen von widersprechenden Nachrichten aus der unmittelbaren Nähe der Schlammvulcane trifft man an der Westküste von Cheduba eine Strandbildung und Pholadenlöcher in + 20 Fuss und nach Richthofen verschiedene Spuren negativer Bewegung bei Molmein. An den Vulcanen Barren Island und Narcondam sieht man nichts Aehnliches, aber an den Küsten der südlichen Andamanen sind nach Mallet alte Strandlinien deutlich genug. Nichtsdestoweniger bemerkt derselbe Beobachter, dass seit dem Beginne der Bildung der Küchenreste bei Port Mouat, d. i. seit einem Zeitraume, welcher nach Jahrhunderten, vielleicht nach Jahrtausenden zu bemessen sei, eine bemerkbare Veränderung in der Lage des Strandes nicht eingetreten ist.[41]

Auf einigen der Nikobaren sieht man trockenliegende Korallenbänke; Rink beschreibt ein solches auf Bambuka; die negative Bewegung hat mindestens 60 Fuss betragen; die Bank endet mit steilem Absturze am Meere; an ihrem Fusse liegt ein junges lebendes Fransenriff.[42]

Die mir zu Gebote stehenden Nachrichten über die Küsten von Sumatra sind dagegen ganz zweifelhaft.[43] Auf Java lauten sie weit bestimmter, aber gerade diese bestimmteren Angaben reichen kaum über + 10 oder höchstens 15 M. Junghuhn hat alle auf die Südküste bezüglichen Angaben gesammelt, aber die Veränderung in der posttertiären Zeit nur auf 20 bis 25 Fuss bemessen. Für das trockenliegende Riff von Tjï-Laut-örön (II, S. 406) gibt Richthofen + 40 Fuss an. An der Ostküste nennt Stöhr ein junges Korallenriff in + 15 M.[44] Noch weiter im Osten wird es immer schwieriger, zu unterscheiden, welche der zahlreichen Angaben sich auf tertiäre, quartäre oder noch jüngere Vorkommnisse beziehen, wie denn überhaupt fast jeder Anhaltspunkt für die Chronologie dieser Bildungen seit der Miocänzeit fehlt. Dies gilt insbesondere bei allen Berichten von Borneo, Celebes und den Banda-Inseln. War es bei dem heutigen Zustande der Kenntnisse schon im Mittelmeere kaum möglich, eine bestimmtere Vermuthung über das Zeitäquivalent der hochliegenden Muschelbänke von Schweden auszusprechen, und waren die Schwierigkeiten noch grösser in Westindien, wo wie im Mittelmeere negative Spuren übereinander vorhanden sind, welche bis in die Tertiärzeit zurückreichen, so darf man hier, wo eine genauere Untersuchung kaum begonnen hat und in gleicher Weise die tertiären Bänke vorhanden sind, heute nicht irgendwelche Schlussfolgerungen wagen.[45] So ist z. B. gesagt worden, dass Aaru eine grosse trockenliegende Platte sei, aus welcher eine jungtertiäre Höhe aufragt; aber man kennt weder das genauere Alter der jungtertiären Höhe, noch ist es möglich, zu sagen, in welche der zahlreichen Phasen die junge Platte zu reihen sei, die, wie Europa uns zeigt, seit dem Schlusse der Tertiärzeit vorübergegangen sind. Sicher ist, dass man hier an vielen Stellen trockenliegende Korallenbänke sieht, und ebenso, dass da und dort versunkene Waldungen aufgefunden worden sind, welche ebenso auf dem Abgleiten des Uferlandes beruhen wie an so vielen anderen Orten. So berichtet z. B. Junghuhn, dass auf der kleinen Banda-Insel Waï im J. 1820, wahrscheinlich während der langandauernden Ausbrüche des nahen Vulcans Api, ein grosses Stück Landes so tief sank, dass die Gipfel der auf demselben stehenden Bäume in die Höhe des nicht gesunkenen Bodens geriethen.[46]

Die negativen Zeichen setzen sich gegen Nord fort, und es reicht hin, auf die Angaben hinzuweisen, welche Drasche und Montano über die Philippinen, Richthofen über Formosa veröffentlicht haben. Nirgends jedoch sehe ich die Möglichkeit einer schärferen Erfassung des Alters dieser Bildungen. Auch über die Höhe der Vorkommnisse ist es nicht möglich, bestimmte Angaben zu machen, da einzelne Beobachter wohl sicher tertiäre Kalkbildungen hieher gezogen haben.[47]

Von Siam fehlen mir Andeutungen dieser Art; der Bericht von Pallegoix, auf welchen man sich beruft, um Hebungen des Landes zu zeigen, bezieht sich auf Anschwemmungen, wie dieser Beobachter selbst sagt. Der Aufbau des Schwemmlandes am unteren Me-kong (II, S. 212) zeigt, dass in der neuesten Zeit keine wesentliche Veränderung eingetreten ist. Bastian erwähnt jedoch, dass Schomburgk nahe bei Anghin am unteren Menam im Lande in + 60 Fuss die heutigen Meeresconchylien getroffen habe. Bocourt hat nach Ratte's Angabe bei Bangkok in ziemlicher Höhe Meeresconchylien, insbesondere *Arca granosa*, mit solchen der Flussmündung gefunden, und Abbé Montrouzier soll ziemlich weit vom Meere marine Ablagerungen mit den heutigen Conchylien getroffen haben. Ob es sich in einzelnen Fällen nur um Küchenreste handle, ist kaum mit Bestimmtheit zu entnehmen.[48]

Mit Ausnahme der letztgenannten Strecken, welche wenig bekannt sind, lässt daher der ganze Verlauf der ostindischen und hinterindischen Meeresküsten deutlich höheren Stand der Strandlinie erkennen. Dies ist insbesondere der Fall rings um die ostindische Halbinsel, wo tertiäre Anlagerungen fehlen; in der unmittelbaren Nähe von Cap Comorin sind posttertiäre Meeresablagerungen in + 48·5 M. vorhanden. Weiter im Osten fehlen die negativen Spuren auch nicht, sogar bis an die Philippinen und bis Formosa, aber in diesen östlichen Gegenden und insbesondere rings um die Banda-See sind auch tertiäre Umrandungen weit und breit vorhanden, und man kennt nicht das genauere Alter der einzelnen Bänke.

5. Polynesische und australische Küsten. Was von den Inseln der Banda-See gesagt wurde, gilt auch für Neu-Guinea. Zahlreiche negative Spuren sind sichtbar, aber die Grenze gegen

die quartäre oder tertiäre Zeit ist nicht gezogen. Wallace, welcher drei Monate auf Dorey, im Norden von Neu-Guinea zubrachte, sagt, dass dieses lange und niedrige Vorgebirge ganz von einem jungen Korallenriffe gebildet sei, und dass Korallenbildungen ohne eine merkliche Aenderung ihrer Beschaffenheit bis + 200 oder 300 Fuss vorkommen. Auf Fergusson Eiland, knapp an der SO. Küste, sah Moresby wohl 100 Fuss über dem Meere grosse Massen von Korallenfels knapp an dem vulcanischen Gestein.[49]

Diese negativen Anzeichen setzen auf die benachbarten Inseln fort, wie einige Beispiele zeigen mögen.

In der Katharinen-Bay auf Neu-Irland (3° 11′ s. Br.) fällt nach Schleinitz die Küste an vielen Stellen aus einer Höhe von 10 bis 20 M. senkrecht in die See ab. Man sieht deutlich Auswaschungen an ihr, etwa 5 bis 8 M. über dem jetzigen Meeresniveau, und ‚hat wahrscheinlich wie in Neu-Hannover und den westlichen Theilen von Neu-Irland ein gehobenes Korallenriff vor sich, obgleich Farbe und Structur, so weit man aus einiger Entfernung erkennen kann, mehr auf Sandstein deuten‘. Die Strandlinien auf den Salomons-Inseln wurden bereits erwähnt (II, S. 399). Auf den Hebriden sind nach Hosken beinahe auf jeder Insel negative Zeichen zu sehen. Rings um Tanna steht die ehemalige Strandlinie in 15 bis 30 Fuss über Hochwasser, und der Rand ist vielfach unterwaschen. Längs der Südküste von Erromango bemerkt man, so weit das Auge reicht, fünf deutliche Terrassen; Sandwich steigt auch in Terrassen zu dem Fusse der vulcanischen Berge des Innern an; Deception, Hat, Lopevi, Star Peak, Mota und Saddle Eiland sind ähnlich gebaut, und das Flachland der Küste bildet die erste Stufe. Pentecoste zeigt die Stufen nicht so deutlich, doch trifft man ziemlich hoch landeinwärts alten Korallenfels. Die grossen Stufen der Loyalty-Inseln wurden schon besprochen, ebenso das Vorkommen tertiärer Meeresablagerungen auf Viti Levu. Die westlichen Tonga-Inseln sind nach Schleinitz alle tafelförmig, bebuscht, mit steilen Seiten, in der Wasserlinie ausgewaschen.[50]

So ziehen von der Banda-See und Neu-Guinea die Tafelstücke, die Stufen und die Strandlinien weiter und weiter hinaus, bis zu jenen vereinzelten tafelförmigen Blöcken, welche da und dort in der Mitte des pacifischen Oceans, von einem Wallriffe und einer

Lagune umkränzt, angetroffen werden bis zu der entfernten Insel Henderson. Auch weit im Norden, auf Oahu sieht man trockenliegenden Korallenbau, und Honolulu ist zum Theile auf Korallenfels gebaut.[51] Nur sehr allgemeine Oscillationen der Strandlinie konnten so ausgedehnte Spuren zurücklassen.

Wir wenden uns zurück nach Neu-Guinea.

Tenison Woods hat die Conchylien aus dem mürben gelben Kalkstein von Yule Island, Neu-Guinea, untersucht und bezeichnet sie als jünger wie das Mittel-Miocän von Süd-Australien, doch als tertiär, zugleich betonend, wie sonderbar es sei, dass auf Neu-Guinea die Spuren der Erhebung des Landes so häufig seien, während sie doch der Ostküste Australiens fehlen.[52] Hier ist an die Thatsache zu erinnern, dass die tertiären Meeresablagerungen, welche von der australischen Südküste durch die Bass-Strasse bis an den südlichen Theil von N. Gippsland reichen, dennoch weder an der Ostküste des australischen Festlandes, noch an der Ostküste von Tasmanien jemals getroffen worden sind, und dass sich hieraus die Wahrscheinlichkeit jungen Abbruches für die ganze Ostküste ergibt. (II, S. 203.)

So wenig die Westküste Australiens noch erforscht ist, hat man an derselben doch bereits bei Freemantle (32° s. Br.) Muschelbänke getroffen, welche negative Bewegung andeuten. Ihre Fauna hat tropische Kennzeichen, so wie auch die lebende Fauna bei Perth mehr indisches als australisches Gepräge trägt.[53]

Die grosse Entwicklung der Wallriffe, welche Neu-Guinea und die umliegenden Meerestheile auszeichnet, tritt bekanntlich auch an den australischen Küsten hervor. Im Nordwesten reichen die steil abfallenden lebenden Korallenbauten bis Ritchie Riff, dessen Nordende in 20° 16′ liegt, und an der Ostküste bezeichnet Wide Bay, N. von Moreton Bay, den Beginn des Canales innerhalb des Wallriffes; die riffbauenden Korallen reichen hier etwas unter 28°.[54] So weit diese Wallriffe im Norden und im Süden vorhanden sind, ist eine negative Bewegung in den heutigen Tagen nicht möglich, sondern eher positive Veränderung zu vermuthen. Alle innerhalb des Wallriffes liegenden negativen Spuren sind älter als das Riff. Solche Spuren sind aber auf N. Australien äusserst gering; ich könnte höchstens anführen, dass Rattray auf Albany-

Eiland im äussersten Nordosten Strandhöhlen in Sandstein erwähnt, welche über der Hochwasser-Marke liegen. Inselbildungen, welche aus aufgehäuften Trümmern von todtem Korallenkalkstein bestehen, aber nicht mehr als 20 Fuss über Niederwasser aufragen, wie etwa Raine, können nach den Erfahrungen über die Höhe der Wälle auf den Atolls nicht mit Sicherheit als negative Zeichen angesehen werden.[55]

Daintree sagt, dass an den Küsten von Queensland irgend eine wesentliche Erhebung aus neuerer Zeit nicht erkennbar sei.[56]

Dort, wo im Süden tertiäre Ablagerungen erscheinen, stellen sich sofort auch Berichte über junge negative Bewegungen ein. Für Gippsland gehen die Nachrichten übereinstimmend dahin, dass in irgend einer späten Zeit, welche Pliocän genannt wird, das Meer über einen grossen Theil des Landes, und zwar nach Howitt in + 800 Fuss, nach Murray in + 900 Fuss, reichte, und dass seither das Land in wiederholten oscillirenden Bewegungen trockengelegt worden sei, welche vielleicht heute noch andauern. Die negativen Spuren sind in Victoria so auffallend, dass Brough Smyth im J. 1869 meinte, der gesammte australische Continent befinde sich in einer Schaukelbewegung, wie sie damals auch für Skandinavien und für Grönland vorausgesetzt wurde; der Süden sollte sich erheben, der Norden sinken, mit einer neutralen Axe in beiläufig 30° s. Br. Wood hat viele Nachrichten über die Strandlinien und Terrassen des Südens gesammelt; Rawlinson beschreibt an der Küste des westlichen Districtes von Victoria drei Stufen übereinander, eine vierte sei wahrscheinlich in Bildung begriffen.[57]

Auf Neu-Seeland war Hochstetter im J. 1859 erstaunt über die grosse Aehnlichkeit der Terrassen und der jüngeren Küstenbildungen mit jenen Europas. ‚Wir müssen bekennen,' schrieb er im J. 1864, ‚dass die völlig übereinstimmende Reihenfolge von Hebungen und Senkungen, wie sie sich aus den Beobachtungen diesseits und jenseits des atlantischen Oceans ergeben hat, mit den posttertiären Bodenbewegungen auf Neu-Seeland eine der auffallendsten und überraschendsten Thatsachen ist, die zu mannigfachen Speculationen Veranlassung geben kann.'[58]

Die Beschreibung, welche Cox von den Binnenterrassen um den See Te Anau gibt, oder jene der Küstenterrassen des East

Wairarapa-Districts von Mc'Kay bestätigen die Aehnlichkeit mit Norwegen.[59]

Es ist aber nicht nöthig, die zahlreichen Einzelangaben anzuführen, seitdem sie von Hutton zu einer Uebersicht vereinigt worden sind. Hienach findet man von Nord gegen Süd an dem Thamesflusse bei Auckland Meeresstrand mit Conchylien in + 10 bis 12 Fuss; unter der Stadt Tauranga in etwa + 25 Fuss; bei Taranáki mit recenten Muscheln in 150 Fuss; Strandterrassen am Ausgange der Cooks-Strasse in mehr als 200 Fuss; an der Westküste der Südinsel verhältnissmässig junge Strandterrassen in 220 Fuss, nach einer anderen Angabe bis 400 Fuss; bei Amúri Bluff drei Terrassen, recente Conchylien in der höchsten, in angeblich 500 Fuss; in N. Canterbury marine Conchylien bis 150 Fuss; feiner Schlamm mit einzelnen Meeresconchylien zu Oamarú in 500 bis 600, auf Banks Peninsula in + 800 Fuss. Der Eingang in die Fjords der SW. Küste ist bis zu der beiläufigen Höhe von 800 Fuss abgestuft wie in Skandinavien. Im nördlichsten Theile von Neu-Seeland kennt man solche Spuren nur in geringer Höhe; gegen Süden nimmt die Höhe beträchtlich zu.

Früher schon hatte Hutton gezeigt, dass die Fauna dieser Muschelbänke der heutigen sehr nahe steht. Neu-Seeland reicht vom 34. zum 47. Breitegrade, und die heutigen Conchylien der Nordküsten sind von jenen der Südküsten wesentlich verschieden. In der Cooks-Strasse mengen sich die Formen unter Vorherrschen der nördlichen, d. i. wärmeren Arten. In den ausgedehnten, als ‚pleistocän' bezeichneten Muschelbänken von Wanganui, Cooks-Strasse, kommen 91 Arten vor, von welchen 81 aus den heutigen Meeren Neu-Seelands bekannt sind; von diesen erscheinen 15 Arten nicht an den Küsten von Otágo, doch dürften auch diese in der Cooks-Strasse noch leben. Dagegen kommt *Pecten radiatus* in diesen Muschelbänken vor, welcher heute nur in der Foveaux-Strasse lebt und als ein Gast aus kälterem Gebiete angesehen werden kann. Unter den Muschelbänken liegt blauer Thon mit 98 Conchylienarten, von denen nur 77 in den neuseeländischen Meeren leben und welcher als ‚Pliocän' angesehen wird; unter den fortlebenden Arten sind viele aus dem Norden, doch auch derselbe *Pecten radiatus* und die kleine *Drillia laevis* der Foveaux-Strasse,

welche wegen ihrer Kleinheit bisher weiter im Norden übersehen worden sein mag.[60]

Bei Betrachtung der australischen und der polynesischen Küsten hat man von der Ostküste Australiens und Tasmaniens abzusehen, welche sich durch so vielfache Umstände als ein jüngerer Bruchrand zu erkennen gibt und welcher auch negative Anzeichen gänzlich zu fehlen scheinen. Mit dieser Ausnahme sind solche Anzeichen überall vorhanden, oft auch innerhalb der Wallriffe. Sie breiten sich in vielen Beispielen von Neu-Guinea durch die Inselwelt aus bis Henderson und bis Oahu. Will man im Sinne Darwin's den Bau der lebenden Korallenriffe als einen Beweis positiver Bewegung anerkennen, so muss zugestanden werden, dass diese allenthalben jünger ist als die negativen Zeichen. An der australischen Südküste, namentlich in Victoria, sind aber diese negativen Zeichen viel beträchtlicher und erreichen sie grössere Höhen als an den Küsten der wärmeren Meere, und in Neu-Seeland ist die beträchtliche Zunahme ihrer Höhe gegen Süden sichergestellt.

6. Westküste von Süd-Amerika. Die vulcanischen Galápagos-Inseln sind durch beträchtliche Tiefen von einander getrennt. Pourtalès hat bis zur südlichsten Insel, über das Gebiet der warmen Strömung hinaus, mehrere Arten riffbildender Korallen, jedoch stets nur in losen Stücken angetroffen, obwohl die Möglichkeit des Herbeischwemmens aus der Ferne fast ausgeschlossen ist. Th. Wolf läugnet mit Entschiedenheit jedes Zeichen einer Erhebung dieser Inseln, d. i. jeder negativen Bewegung.[61]

An der Küste von Ecuador und bis nach Peru hinab schneidet das Meer nach Th. Wolf's Angabe eine 10 bis 100 M. breite Scherfläche in den Sandstein, welche auf weite Strecken als eine natürliche Strasse dient und welche zur Zeit der tiefsten Ebbe gestattet, die steilen Vorgebirge zu umgehen. Es ist bereits gesagt worden, dass Bibra, David Forbes und auch Darwin alte Gräber und Bauten an der Westküste Süd-Amerikas in solcher Nähe des Meeres sahen, dass an den betreffenden Stellen seit Jahrhunderten eine wesentliche Veränderung des Strandes ausgeschlossen ist; Wolf's Angaben aus Ecuador bestätigen diese Meinung für nördlicher liegende Gebiete. Einer brieflichen Mittheilung desselben eifrigen Forschers entnehme ich, dass auf der Halbinsel Sta. Elena, Prov.

Guayaquil, Ablagerungen mit Conchylien des heutigen Meeres und mit *Mastodon Andium* vorkommen. Die Zeichen von negativen Bewegungen aus früherer Zeit fehlen also nicht.[62]

Weiter im Süden durch ganz Peru, Chile und bis an das südliche Ende des Continentes treten negative Merkmale und insbesondere Terrassen in so auffallender Weise hervor, dass sie seit vielen Jahren die Aufmerksamkeit der Forscher gefesselt haben. Darwin war durch die deutliche Abstufung Süd-Amerikas im Westen wie im Osten zu der Ansicht gelangt, dass der ganze Continent vom Süden bis etwa 30° s. Br. in einer intermittirenden Hebung begriffen sei, und versuchte schon im J. 1838, von den damaligen Anschauungen und Erfahrungen geleitet, einen ursachlichen Zusammenhang zwischen den Vulcanen, den Erdbeben und den Terrassen Süd-Amerikas zu finden. (II, S. 19.) Alc. d'Orbigny schloss im J. 1843 aus diesen Stufen, dass der ganze Continent ruckweise gehoben worden sei, ganz wie dies Kjerulf für Norwegen gemeint hat. Im J. 1848 erkannte auch schon Domeyko die grosse Aehnlichkeit mit den Terrassen Norwegens und folgerte aus dieser Uebereinstimmung, dass die Ursachen dieser Erscheinung auf beiden Hemisphären gleichzeitig wirksam sein müssen. (II, S. 21.)[63]

Die Beurtheilung der Sachlage ist gerade hier mit besonderen Schwierigkeiten verbunden. Dauernde Erhebung von Küstenstrecken bei Erdbeben ist nicht nachgewiesen. (I, S. 124.) Das Auftreten von Salzwasser-Amphipoden im Titicaca-See, das Auffinden von Korallen von jüngerem Aussehen in 2900 bis 3000 Fuss, endlich die Lage der Salzlagunen in 7000 bis 12.500 Fuss sind zwar als ebensoviele Beweise einer ausserordentlichen jungen Erhebung angeführt worden, aber die Bedenken gegen diese Beweisführungen wurden bereits angeführt. (II, S. 693.) Alle diese Fragen mögen als erledigt gelten, und wir wenden uns ausschliesslich der genaueren Betrachtung des Stufenlandes zu.

Die erste Schwierigkeit, welcher man hier begegnet, ist das Zusammentreffen von Terrassen des Binnenlandes und von Strandterrassen des Meeres. Der Huaraz und der obere Marañon sind von Flussterrassen begleitet; alle die zahlreichen von den Anden herabkommenden Flüsse sind es auch, und von Chiloë an nimmt das Land,

wie es scheint, alle Hauptzüge der norwegischen Küste an. Das Hochgebirge liegt so nahe am Meere, dass sein Schuttland an vielen Stellen vortritt bis an den Strand, und aus den zahlreichen Angaben der Reisenden über abgestuftes Land ist durchaus nicht in jedem Falle deutlich zu entnehmen, ob es sich um wahre Strandlinien des Meeres handelt, oder um die tieferen Stufen jener Binnenland-Terrassen, welche in den Furchen der Ströme hoch hinauf verfolgt werden können.

An anderen Küsten hat uns das Vorkommen von Meeresconchylien einen Anhaltspunkt geboten, um diese Grenze zu ermitteln. Auch dieses Kennzeichen ist hier nur mit Vorsicht zu gebrauchen, einerseits weil Dav. Forbes bemerkt, dass Conchylien von Vögeln auf die Höhen getragen werden, ganz wie dies Steenstrup und Nordenskjöld im Norden bemerkten, und anderseits weil gerade hier und insbesondere im Süden Küchenreste in grossem Massstabe auftraten. Heute noch bilden Seethiere, namentlich Mollusken, die Hauptnahrung vieler Küstenbewohner in SW. Amerika. Wenn an der Küste von Llanquihue in S. Chile die Ebbe herannaht, erzählt Capt. Gormaz, steigen Schaaren von Weibern zum Meere hinab, mit gespitzten Stöcken und mit Körben versehen. Unter lautem Krächzen ziehen zugleich die Seevögel herbei. Die Haushunde und die Schweine, öfters sogar die Haushühner, kommen herab, um die Nahrung aufzulesen, welche vom Meere so reichlich dargeboten wird. Auf einigen Inseln, wie auf Chiloë und auf Nao, werden die Schweine verwendet, um, ähnlich den Trüffelhunden, die in den Sand gegrabenen Bivalven herauszuwühlen. Die Männer aber betheiligen sich an dieser Arbeit nur vor den ihnen wohlbekannten Zeiten der Solstitien und der Aequinoctien, um für die Dauer der Stürme einen Vorrath zu schaffen, indem sie an der Küste, im Niveau der todten Wässer, künstliche Niederlagen von Conchylien anlegen. So besteht z. B. das Lager von Muschelschalen, welches etwa 5 M. über dem Meere, nördlich von Coihuin, unweit von Puerto Montt, den Strand begleitet und von dichtem Pflanzenwuchse bedeckt ist, vorwaltend aus den Schalen der *Venus cineracea*, welche auch heute noch das tägliche Nahrungsmittel der Bevölkerung bildet, und ist mit Bestimmtheit als eine künstliche Anhäufung anzusehen.[64]

Solche Vorrathsanlagen heissen ,Cholcheñ'. In der Possession-Bay, Patagonien, traf L. Agassiz beinahe 150 Fuss über dem Meere eine Salzwasserlache; das Wasser war mehr als doppelt so salzhaltig wie das Meer, mit Spuren, dass es zur Regenzeit drei bis vier Fuss tief gewesen sei. In demselben befanden sich Meeresconchylien, theils todt, theils aber noch am Leben. Agassiz folgerte, dass in ganz junger Zeit, d. i. innerhalb der Lebensdauer dieser Thiere, das Land um 150 Fuss gehoben worden sei. Es scheint mir trotz der Höhe weit wahrscheinlicher, dass die Lache ein Cholcheñ war.[65]

Auf Chiloë schleppen, wie Fonck berichtet, die Einwohner diese Schalthiere weit hinauf. Als auf dem benachbarten Festlande im Jahre 1854 deutsche Ansiedler zum ersten Male die Ufer des Sees von Llanquihue betraten, war das Land auf viele Meilen in der Runde von dichtem Urwalde bedeckt. Nichtsdestoweniger trafen sie bis zu 300 Fuss über dem Meere und sogar noch höher hinauf solche Küchenreste unter dem Waldboden, und mit denselben eiserne Werkzeuge, Thonkrüge u. s. w. Man weiss aber, dass im J. 1638 ein grosser Theil der damaligen einheimischen Bevölkerung durch eine Krankheit hinweggerafft worden ist, und Fonck vermuthet, dass der Rest in das Innere des Landes entfloh. So mag jetzt ein zweihundertjähriger Wald die alten Wohnstätten bedecken.[66]

Allenthalben, wo unter etwas strengerem Klima solche Küchenreste auftreten, sei es im südlichen Chile, in Oregon oder selbst in Grönland, machen sie sich durch die üppige Pflanzendecke bemerkbar, welche den vorhandenen Düngstoffen den Ursprung verdankt. Es lässt sich nicht leugnen, dass eine Anzahl der von Darwin angeführten Muschelbänke auf künstliche Entstehung hindeutet. Darwin selbst hat dies gefühlt und hat seine Bedenken nicht unterdrückt. Das Vorkommen einer Bank von *Venus* und Austern auf Chiloë, in + 350 Fuss, in schwarzer torfartiger Erde, von hochstämmigem Walde bedeckt, und der Fund eines Hornes des *Cervus humilis* unter der Muschelbank sind als ein solches Beispiel zu nennen. Ein so genauer Beobachter wie Darwin konnte schon damals nicht übersehen, dass diese schwarze Erde, in welcher so oft, z. B. auch bei Valparaiso, die Muscheln liegen, und

welche, wie er selbst sagt, zerdrückt einen üblen Geruch gibt, etwa wie Gartenerde mit Guano gemengt, nicht vom Meere abgelagert sein könne, sondern terrestrischen Ursprunges sei; da jedoch das Mikroskop zahlreiche kleine Bruchstücke von Seethieren in der schwarzen Masse zeigte, beruhigte er seine Zweifel. Dieser Umstand ist aber ohne Bedeutung.[67]

Gelingt es nun wirklich, die Binnenland-Terrassen von den Strandterrassen zu scheiden und die Küchenreste abzuscheiden von den Muschelbänken, welche das Meer niedergelegt hat, so erreicht man eine neue, für heute noch durchaus nicht überwundene Schwierigkeit, welche in dem verschiedenen Alter der Muschelbänke und in den ganz eigenthümlichen Fragen besteht, an welche gerade an dieser Küste diese Altersbestimmung geknüpft ist.

Im Südosten von Südamerika breitet sich die patagonische Tertiärablagerung durch mehr als 20 Breitegrade in flacher Lagerung aus und behält vom Süden her bis in das Becken des Paraná dieselben Merkmale. Meeresbildungen wechseln mit Landbildungen. Wir haben nach Doering's Beobachtungen eine tiefere, vielleicht eocäne Meeresstufe *(Piso Paranense)*, dann über Landbildungen, welche einige der europäischen Oligocänfauna ähnliche Säugethiere enthalten, eine zweite, vielleicht oberoligocäne Meeresstufe *(Piso Paranense)*, hierauf die jüngeren Abtheilungen des Tertiärlandes kennen gelernt, welche sämmtlich durch Landbildungen vertreten sind. Es folgt eine Zeit der Denudation und hierauf die nachtertiäre querandinische Meeresstufe, deren Ablagerungen gegen Süden höher und höher über den heutigen Meeresspiegel ansteigen. (II, S. 387.)

Diese Reihe der Ablagerungen verräth sehr lang dauernde und höchst regelmässige Schwankungen der Strandlinie. Das übereinstimmende Auftreten von abgestuftem Lande an der Westküste sollte vermuthen lassen, dass dort innerhalb der Tertiärformation sich Aehnliches zeigen würde. Aber während im Osten ein ausgedehntes tertiäres Flachland vorhanden ist, dessen wechselnde Ablagerungen sich weithin über die Pampas erstrecken, sind im Westen nur schmale Schollen vorhanden, in sehr verschiedenen Breitegraden und durch grosse Lücken getrennt.

In den heutigen Meeren sind die Conchylien des Westens von jenen des Ostens, sowie von der atlantischen Fauna überhaupt gänzlich verschieden. Das südliche Ende des Festlandes bildet jetzt eine sehr scharfe Grenze. Nichtsdestoweniger traf Alc. d'Orbigny zu Navidad in Chile (33° 54′ s. Br.) eine Art, *Trochus collaris*, welche der patagonischen Tertiärformation des Ostens angehört; einige Jahre später führte Sowerby nach Darwin's Aufsammlung schon 5 oder 6 Arten an, welche Navidad mit den Tertiärablagerungen des Ostens gemein hat; Philippi's Arbeiten haben die Ziffer für Navidad auf 9 bis 10 erhöht.

In der Erforschung dieser westlichen Tertiärablagerungen gelangte aber Philippi, der unbestrittene Meister in der Kenntniss unserer europäischen Mittelmeerfauna, zu dem merkwürdigen Ergebnisse, dass die chilenischen Tertiärconchylien grössere Aehnlichkeit mit jenen des europäischen Mittelmeeres besitzen als mit den Conchylien des heutigen chilenischen Meeres. *Chenopus*, *Conus*, *Terebra*, *Cassis*, *Cypraea*, *Solarium*, *Thracia*, *Corbula* und viele andere Gattungen, welche das atlantische Gebiet und insbesondere das Mittelmeer und die mittelländischen Tertiärablagerungen auszeichnen, sind in den chilenischen Tertiärablagerungen vorhanden, fehlen aber der heutigen Meeresfauna von Chile.[68]

In ihrer Vereinzelung mag diese Thatsache recht befremdend erscheinen, doch schliesst sie sich unmittelbar an eine Reihe anderer Erfahrungen, welche hier aufgezählt worden sind. Wir haben gesehen, dass die marine Triasformation mit gleichartigen Merkmalen den pacifischen Ocean umgibt, die Juraformation in Chile mit europäischen Merkmalen auftritt, ebenso die untere Kreide in Bogotá und die mittlere Kreide auf Jamaica, wie in westindischen Tertiärablagerungen die oligocänen Korallen von Cast. Gomberto auftreten, der Orbitoidenkalkstein wie auf Malta die Grundlage des Miocän bezeichnet, und sogar die erste Mediterranstufe Europas in Westindien durch einzelne Echiniden angedeutet ist. Dieses sind die Spuren des alten, im Sinne der Breitegrade sich hinziehenden centralen Mittelmeeres der mesozoischen und der älteren Tertiärzeit, und das europäische Gepräge der chilenischen Tertiärablagerungen zeigt, dass die Abtrennung auch dieses Gebietes

erst in später Zeit, vermuthlich um die Mitte oder gegen das Ende der Tertiärformation erfolgt ist.

Philippi selbst hat vor einem halben Jahrhunderte die Grundlage unserer Kenntniss der mediterranen Tertiärfaunen gelegt und gelehrt, wie hier die Formen eines wärmeren Klimas zurücktreten, die nordischen Gäste erscheinen, und wie die heutige Fauna des Mittelmeeres als das jüngste Glied sich anschliesst an eine Reihe vorhergegangener Faunen. Seine Arbeiten sind der wichtigste Ausgangspunkt für alle jene Forschungen gewesen, aus welchen im Laufe der Zeit die Umrisse einer Geschichte des Mittelmeeres hervorgegangen sind. Ihm war es vergönnt, nach langen Jahren seine Erfahrungen aus dem Mittelmeere zur Prüfung der tertiären Folge von Chile aufzuwenden, aber er traf ein anderes Ergebniss. Nicht eine Reihenfolge verketteter Faunen, deren letzte die heutige wäre, fand er vor, sondern eine Fauna von mediterranem Gepräge, dann eine völlige Aenderung, das Verschwinden des mediterranen Gepräges, eine als quartär bezeichnete, noch unvollkommen bekannte jüngere Fauna, welche aber in der Hauptsache schon die heutige ist, endlich die heutige Fauna.

In Europa betrachtet man die Zeit der strengen Temperatur als die quartäre Zeit. Die stufenweise Zunahme der Anzahl nordischer Arten in dem englischen Crag macht es nicht wahrscheinlich, dass diese plötzlich eingetreten ist; wir wissen, dass grosse Schwankungen in der Temperatur vorgekommen sind, und dass die letzten negativen Bewegungen jünger sind als das Maximum der Eiszeit. Die Aufeinanderfolge der Meeresfaunen in Chile ist durch ein Ereigniss ganz anderer Art beeinflusst, nämlich durch den Untergang der Fauna von europäischem Gepräge. Welche Umstände diesen Untergang herbeigeführt haben, ob es eine negative Veränderung der Strandlinie und dadurch veranlasste Isolirung der Westküste, ob es der Abschluss der Landenge von Panama durch vulcanische Aufschüttung, ob es die Entstehung des kalten Humboldt-Stromes war, welcher heute die Westküste begleitet, oder irgend ein anderer Umstand, oder das Zusammenwirken mehrerer, darüber ist heute kaum auch nur eine Vermuthung zulässig. Es kann auch sein, dass diese Veränderung wirklich mit dem Eintritte der Glacialzeit zusammenfällt, aber wir wissen es

nicht, und darum ist auch die Frage eine ganz offene, ob die in Chile angewendeten Ausdrücke tertiär und quartär wirklich den europäischen gleichwerthig sind.

Es ist auch selbstverständlich, dass bei diesem Sachverhalte die Methode der vergleichenden Altersbestimmung nach der Percentzahl der lebenden Arten nicht stichhaltig sein kann, denn alle vor jener Phase, welche das Ende der europäischen Typen bezeichnet, entstandenen Sedimente werden eine so geringe Anzahl an in Chile lebenden Arten aufweisen, dass sie nach diesem Schlüssel allerdings eocän genannt werden müssten. Dies haben in der That sowohl Sowerby als Philippi gethan. Die umfangreichen Arbeiten des Letzteren ergeben für die Tertiärablagerungen von Coquimbo unter 89 Arten nur $2^1/_2$ Procent, von Navidad unter 291 Arten 1 Procent, von Lebu unter 153 Arten $1^1/_2$ Procent an lebenden Formen. So vollständig ist das ältere Gepräge verschwunden. Eine genaue Altersbestimmung der tertiären Stufen ist aber hiedurch nicht gegeben.

An der patagonischen Ostküste haben die eingeschalteten Landfaunen eine etwas genauere Annäherung an die europäische Gliederung unter der Voraussetzung gestattet, dass jene Landfaunen, welche mit Europa vicarirende Formen enthalten, wirklich den europäischen synchronisch seien. In Chile steht dieser Anhaltspunkt nicht zu Gebote, und man sieht nicht unwesentliche Verschiedenheiten in der Meeresfauna der tertiären Fundorte unter sich, wie auch die heutige Meeresfauna in verschiedenen Breiten nicht dieselbe ist. Von den bei Coquimbo und Guayacan (30° s. Br.) vorkommenden 89 tertiären Arten finden sich nur 7 bis 10 an südlicheren Punkten der Westküste, und man kann kaum sagen, ob ein Unterschied des Klimas oder des Alters oder irgend ein anderer Umstand die Ursache dieser Verschiedenheit ist. Dagegen betont Philippi die Uebereinstimmung der Vorkommnisse von Santa Cruz, Patagonien (50° s. Br.) mit solchen der Ostküste und zugleich mit jenen von Navidad an der Westküste (33° 54′). Die übereinstimmenden Arten scheinen mir mit Bestimmtheit auf Doering's *Piso Paranense* hinzudeuten, auf das fragliche Oberoligocän.

Es ist mir bisher gar kein Versuch bekannt, um auf der Küste von Peru oder Chile ein Aequivalent des europäischen Miocän oder Pliocän nachzuweisen.

Erst nach all' diesen Erörterungen über die chilenischen Erdbeben, über die nothwendige Abtrennung der Binnenland-Terrassen und der Küchenreste, sowie über die Bedeutung, welche in Chile den Worten tertiär und quartär gegeben worden ist, darf ich es versuchen, einzelne Punkte der langen Küstenstrecke näher zu betrachten.

Zwischen Mejillones und Autofagasta (23° bis 23° 33') ragt aus dem Meere ein von Nord gegen Süd gestrecktes selbständiges Stück der Küsten-Cordillere hervor. Im Norden erhebt sich auf demselben der Morro de Mejillones (885 M.) und im Süden der Morro Moreno (1250 M.); nur 60 bis 70 M. hohes Land verbindet dieses Gebirgsstück mit dem Festlande, und zwar zunächst mit dem Cerro Gordo, welcher dem Hauptzuge der Küsten-Cordillere gegen West vorliegt. Der Morro de Mejillones enthält in Erosionsfurchen beträchtliche Mengen von Guano, und unterhalb des Guano, an dem tieferen Gehänge hat Wilh. Krull in verschiedenen Höhen über dem Meere horizontale Linien des alten Strandes, nämlich Sand mit Meeresconchylien und Rollsteinen, streckenweise auch eine Abstufung, angetroffen.[69] Ueber mein Ersuchen hat Hr. Krull die Güte gehabt, auf dem Morro alle Spuren alter Strandlinien aufzusuchen und ihre Höhe zu bestimmen. Seinen gütigen Mittheilungen ist das Nachstehende entnommen.

Der Morro de Mejillones ist eine von Nord gegen Süd gestreckte Granitkuppe, welche, von Norden oder Süden gesehen, schmal und kegelförmig, von Westen oder Osten her breit und domförmig erscheint. Diese Kuppe ist einem breiten, nach derselben Richtung gestreckten Rücken aufgesetzt, welcher namentlich gegen Nordosten und Osten in Stufen abfällt und an dessen Fuss sich eine etwa 200 (engl.) Fuss hohe Fläche ausbreitet. In den Schluchten des granitischen Morro liegt hoch oben der Guano von Schutt bedeckt; eine Ringbahn am Fusse der Guanogruben umgibt denselben in etwa + 1900 bis 1930 Fuss; aus einer dieser Schluchten oder alten Erosionsfurchen wurden etwa 70.000 Tonnen guten Guanos gewonnen. Unter der Ringbahn beginnen die Spuren ‚eines epocheweisen Rückzuges des Seestrandes oder der anscheinend stossweisen Erhebung des Terrains'. Krull unterscheidet Strandlinien oder Zonen in 1640 bis 1600, 1430, 1050 bis 950,

730, 430, 360 bis 350, 130 und 60 bis 50 Fuss. Conchylien werden angeführt bis + 1430 Fuss (441 M.). An diesen tieferen Abhängen sind nur geringe Guanovorkommnisse bekannt; heute wird an der Nordspitze der Halbinsel unten am Meere neuer Guano gebildet.

Mag nun eine oder die andere dieser wiederholten Strandlinien minder scharf ausgeprägt und sichergestellt sein, so ergibt sich doch aus den Beobachtungen Krull's mit Sicherheit, dass an dieser von Binnenterrassen vollkommen freien Stelle sehr hoher Stand der Strandlinie und eine sehr lange Reihe von Veränderungen in überwiegend negativem Sinne bemerkbar sind, ferner dass der Morro wahrscheinlich als eine Guanoinsel aus der Zeit des hohen Standes der Strandlinie anzusehen ist. Hiemit stimmt auch überein, dass Philippi die im Guano des Morro aufgefundenen Vogelreste einer erloschenen Art zuzuschreiben geneigt ist.

An der Eisenbahn, welche man von Mejillones zum Cerro Gordo gebaut hat, welcher fast die Höhe des Morro erreicht, hat man nach Krull ganze Bänke von Muscheln gefunden. Philippi gibt an, Vidal Gormaz habe vom Cerro Gordo aus + 500 M. quartäre Conchylien gebracht, durchaus lebenden Arten angehörig, und zwar *Solen Dombeyi*, dann die beiden kleinen Arten *Nucula Grayi* und *Cardita semen*, welche alle drei heute noch in der Bucht von Mejillones leben, dabei aber auch *Cardium ringens*, welches heute dem pacifischen Ocean fremd ist und welches seine Heimat an den afrikanischen Küsten hat.[70] Diese vereinzelte, aber merkwürdige Thatsache deutet an, dass der hohe Stand der Strandlinie am Morro und am Cerro Gordo in eine Zeit fällt, in welcher die atlantische Fauna an der Westküste noch nicht völlig erloschen war.

Philippi beschreibt weiter von Mejillones quartäre Conchylien ohne nähere Angabe des Punktes; es sind 13 lebende und 6 erloschene Arten, also ein so hohes Verhältniss der letzteren, wie man es sonst in quartären Ablagerungen nicht zu sehen gewohnt ist.

Die Terrassen der Caldera bei Copiapó (27° 4′) und von Coquimbo (30°) sind öfters beschrieben worden. Remond gibt an, dass sie an dem ersten Orte bis + 150 M. reichen, und Philippi traf unter den dortigen Conchylien 22 lebende und 2 ausgestorbene Arten.[71] Bei Coquimbo beginnen die quartären Sedimente

erst in + 60 M. über tertiären Schichten, und sie reichen nach Darwin etwas höher als in der Umgebung, nämlich bis 300 oder 350 Fuss (92·5 bis 108 M.); von hier führt Philippi 46 lebende und 8 erloschene Arten an.

Zwischen der Caldera und Coquimbo liegen die Terrassen, welche aus dem Querthale des Huasco hervorziehen, und die Berichte lassen erkennen, dass es sich hier um Binnenterrassen handelt. Das Thal des Huasco steigt wie alle Querthäler dieser Küste sehr rasch an; die Stufen, welche bis zum Meere reichen, steigen mit dem Thale. Bis zur Stadt Vallenar, d. i. bis etwa 53 Kilom. vom Meere beträgt die Breite des Thales 6 bis 7 Kilom. Hier umgeben nach Mallard und Fuchs die Terrassen wie ein grosses Amphitheater von 16 bis 17 Kilom. Durchmesser die Stadt. Vallenar liegt in + 513 M.; es sind 5 Stufen vorhanden, die höchste in 650·4 M. Es wird angenommen, dass ein Fjord nicht ganz bis zur Höhe der obersten Stufe mit Schutt angefüllt worden sei; bei Erhebung des Landes habe das strömende Wasser eine Stufe nach der anderen erzeugt. Hiebei ist zu bemerken, dass die höchste Stufe nicht an das Gebirge schliesst, sondern durch ein schmales Thal abgetrennt ist, dessen Sohle der zweiten Terrasse entspricht. Folglich ist diese höchste Terrasse ein Sporn und solche erzeugt das Meer nicht.[72]

Damit soll nicht gesagt sein, dass nicht wahrscheinlich auch hier der Strand einst sehr hoch gestanden ist; noch bei Valparaiso (32° 2′) traf Darwin Conchylien bis 1000, mit etwas weniger Bestimmtheit sogar bis 1300 Fuss (400 M.) hoch; in Cahuil (34° 29′) enthält nach Philippi eine quartäre Bank in nur + 4 oder 5 M. neben 13 lebenden 5 erloschene Arten.

Alle bis 1860 bekannten Höhen chilenischer Terrassen wurden von Domeyko gesammelt; das damalige Verzeichniss dieses um die Kenntniss Chiles hochverdienten Mannes umfasst sowohl Meeres- als Binnenterrassen. Pissis hat diesen Unterschied richtig erfasst; dieser gibt den Meeresterrassen von 31° bis 33° nur + 40 bis 50 M. Die Binnenterrassen liegen hoch und folgen allen Krümmungen der Flussthäler, während die Meeresterrassen horizontal liegen, Conchylien enthalten, in den einzelnen Querthälern sich verengen und verschwinden.[73] Auch diese letztere Angabe von

Pissis würde einen höheren Stand des Strandes nicht ausschliessen, denn die tieferen Flussterrassen sind jünger als die höheren Meeresterrassen und wurden zum Theile auf ihre Kosten gebildet.

Das chilenische Längenthal sinkt von der Höhe von etwa 700 M., welche es im Norden besitzt, gegen Süden tiefer und tiefer herab, ohne jedoch einem grossen, den Fuss der Anden begleitenden Strome, wie dem Sacramento oder S. Joaquin in Californien, Ursprung zu geben. Der Abfluss geht durch zahlreiche Querthäler der Küstencordillere zum Meere. Die Eigenthümlichkeiten der Thalbildung, die Spuren einer alten, hochgelegenen Sohle im Norden und die Durchschneidung derselben durch jüngere Querthäler, sowie die Fortsetzung südwärts zum Canal de Moraleda wurden bereits erwähnt. (I, S. 666.) Noch nie wurden in dieser grossen Tiefenlinie tertiäre oder quartäre Meeresbildungen angetroffen. In den ausfüllenden Sedimenten findet man *Mastodon Andium* und Pflanzenreste. Es war dies eine Reihe von Binnenseen, durch ähnliche Rücken von älterem Gebirge von einander geschieden wie jener, welcher heute die Grenze südwärts gegen den Busen von Reloncavi bildet.

An den Rändern dieser ehemaligen Seen jedoch und ostwärts an den Abhängen der Anden sind bis zu beträchtlicher Höhe Terrassen sichtbar. Domeyko hat ein anschauliches Bild dieser an den Fuss der Anden gelehnten Binnenterrassen bei dem Aufstiege von S. Fernando gegen den Vulcan Tinguiririca entworfen. Drei, an anderen Orten vier ebene Stufen erheben sich hier, mit dem reichsten Pflanzenwuchse bedeckt, übereinander. Pissis hat in denselben Thälern und durch die ganze Provinz Colchagua diese Stufen verfolgt. Er traf im Thale des Cachapoal von Rancagua bis zum Rio Cortaderal vier Stufen, und zwar wird die erste gebildet von der Ebene von Rancagua in 550 M.; die zweite beginnt am Einflusse des Rio de Colla, und diese erhebt sich bis zu 974 M. am Rio Cuncle, an welchem die dritte Stufe beginnt, welche sich erstreckt bis zur Einmündung des Rio de los Cipreses und an demselben 1200 M. hoch ist. In die vierte Stufe endlich sind die tiefen Schluchten des oberen Quellgebietes eingeschnitten. Es erheben sich also diese Stufen am Cachapoal zu sehr beträchtlicher Höhe, und der Beginn jeder Stufe entspricht nach Pissis der Einmündung eines

Nebenflusses. Dasselbe soll am Rio Tinguiririca und am Teno der Fall sein. Cachapoal und Tinguiririca vereinigen sich zur Bildung des Rio Rapel, welcher in der Nähe von 34° bei dem Tertiärgebiete von Navidad das Meer erreicht. Nur sechs Leguas von der Küste liegen in diesem Flussgebiete Stufen in 271 und 207 M., welche ein kleines abgetrenntes Thal umgeben.[74]

Nun will ich mich aber weiter gegen Süden wenden.

An den östlichen Fuss der Anden reiht sich im Süden eine lange Kette von Seen, deren letzter, der grosse Lago Llanquihue, zwischen 40° 58′ und 41° 20′ s. Br. liegt. Er erhebt sich nur 43 M. über das Meer, und eine Landzunge von geringer Breite trennt ihn von dem Busen von Reloncavi, dem nördlichsten Abschnitte jenes Meerestheiles, welcher, westwärts durch die Insel Chiloë und den Chonos-Archipel, ostwärts durch die Fortsetzung der Anden begrenzt, seit langer Zeit als die vom Meere überfluthete Fortsetzung des chilenischen Hauptthales angesehen wird.

Durch die Beobachtungen von Stolp und Fonck, dann durch Gormaz und Juliet ist eine Reihe von bemerkenswerthen Thatsachen bekannt geworden, welche sich auf den Lago Llanquihue und den Busen von Reloncavi, also gerade auf jenes Gebiet beziehen, in welchem der trockenliegende Theil der grossen chilenischen Niederung endet und der vom Meere bedeckte beginnt.

Den See Llanquihue begrenzen gegen O. die Abhänge des Vulcans Osorno, gegen SO. jene des Vulcans Calbuco; zwischen beiden Vulcanen liegt eine Niederung, hauptsächlich aus jungen Aufschüttungen des Osorno bestehend. Diese Niederung reicht vom Llanquihue um den südlichen Fuss des Osorno bis zu einem zweiten, etwas kleineren See, Lago de Todos Santos, welcher an der Ostseite des Osorno sich ausbreitet. Der Wasserspiegel des Lago de Todos Santos liegt aber 171 M. über jenem des Llanquihue und folglich in + 214 M.

Eine Verbindung beider Seen auf der Niederung zwischen Osorno und Calbuco findet heute nicht statt. Der Lago de Todos Santos entleert sich durch den reissenden Rio Petrohue gegen Süd in das obere Ende des langen Fjords von Reloncavi, während der Lago Llanquihue seinen Abfluss gegen West durch den Rio Maullin in den Ocean abgibt.

Die ganze West- und Nordseite und ein guter Theil der Südseite des Llanquihue ist von jungem Schwemmlande gebildet, in welchem keine organischen Reste gefunden wurden, und dieses ist in Stufen abgetheilt. Gormaz unterscheidet 6 Stufen, in 4 bis 80 M. über der Wasserfläche des Sees, d. i. in 47 bis 123 M. über dem Meere. Von diesen ist die vierte Terrasse in 43·3 M. über dem See die schärfste und beständigste. Gormaz' Begleiter Juliet hat es aber wahrscheinlich gemacht, dass einstens Llanquihue und Todos Santos und die weite, W. von Llanquihue liegende Sumpfgegend Ñadi von einem gemeinsamen Wasserspiegel bedeckt gewesen seien. Die heutige beträchtliche Verschiedenheit der Wasserstände schreibt Juliet lediglich dem Umstande zu, dass der Rio Petrohue ein aus vulcanischen Gesteinen gebildetes felsiges Bett besitzt, welches er nicht so rasch zu vertiefen vermag als der Maullin, welcher durch ein wenig widerstandsfähiges Bett fliesst.[75]

Hier gelangen Binnenseeterrassen bis in die unmittelbare Nähe des Meeres.

Aus diesen südlichen Breiten sind mir bis heute gar keine quartären oder noch jüngeren Muschelbänke bekannt; die bisher z. B. von Chiloë und den südlichen Inseln angeführten Vorkommnisse sind entweder tertiär, oder Küchenreste, oder sie stehen wenigstens im Verdachte Küchenreste zu sein. Dagegen sind Terrassen allenthalben sehr entwickelt; ob weiterhin auch solche Strandlinien vorhanden sind, welche durch die Mitwirkung des Eises geschaffen wurden, ist nicht festgestellt, doch gleichen die Vorkommnisse offenbar in vielen Beziehungen jenen des nördlichen Norwegen.

Schon in der Gegend von Puerto Montt sieht man solche Stufen am Meere, bald in granitischen Grus geschnitten, bald in vulcanische Aufschüttung und bald in tertiäre lignitführende Schichten. O. von Puerto Montt, gegen den Rio de Coihuin, haben Gormaz und Martin die Stufen gemessen; es sind drei bis + 109·9 M., dann steigt der Boden sanft bis 126·7 M.; die oberste Stufe, zugleich an dieser Stelle die Höhe des Landes, liegt in 149·7 M.[76] Fonck führt an, dass die Abstufungen nicht nur an der Insel Tenglo sichtbar seien, sondern dass sie sich auch zu beiden Seiten des Canales von Chacao erkennen lassen, welcher ein Querthal ist.[77] In der Tiefe des Busens von Castro an der Ost-

seite von Chiloë (42° 25′) an beiden Seiten des Flüsschens Gamboa erheben sich drei deutliche Stufen bis etwa + 500 Fuss.[78]

Der weiter nach Süden liegende Theil der Küste zeigt nun eine höchst bemerkenswerthe Erscheinung. Nicht nur setzt sich die Tiefenlinie durch die Buchten von Reloncavi, von Chacao, von Corcovado und noch weiter durch den Canal von Moraleda bis zur Magellan-Strasse fort, sondern es scheint, als würden die Spuren eines alten Systems von Querthälern hervortreten. Den quer in die Andenkette tief einschneidenden Fjords im Osten entsprechen im Westen Canäle. Den convergirenden Einschnitten der Boca de Reloncavi und der Boca de Bohodahue entspricht der Canal von Chacao. ‚Das Thal Huemules‘, sagt Simpson, ‚entspricht dem Canal Puluche, der Aysen dem Agiiea, der Queulat dem Ninualaca und der Palena und Jictoc dem Huafo, als wären sie in anderer Zeit ebensolche Meerengen gewesen wie jene des Magellan.‘[79]

Bei Betrachtung der Karte der norwegischen Fjords möchte man wohl zuweilen auch geneigt sein, eine Annäherung an diese Anordnung zu erkennen, und sie entspricht auf eine so auffallende Weise der Art, wie z. B. das alte Gletscherthal des Divi zum Balsfjord fortsetzt, während das heutige Erosionsthal sich gegen West wendet, dass man leicht versucht sein möchte, einen tieferen Zusammenhang der Dinge zu vermuthen.

In 46° 40′ liegt die Laguna S. Rafael. Die grosse Halbinsel von Taytao ist mit dem Festlande nur durch eine junge Verlandung verbunden, aufgebaut von den Sinkstoffen, welche die Gletscher zum Meere herabtragen. Innerhalb dieser jungen Landbildung ist eine Lagune, vielmehr ein See, offengeblieben von beiläufig rundem Umrisse, 8 bis 9 Seemeilen im Durchmesser, welcher gegen Norden einen engen Abfluss zum Meere hat. Von Osten her mündet in diesen See der Gletscher von S. Rafael, und die Eiszunge tritt $4^1/_2$ Meilen in den See vor. Der Jesuit García hat diese Wasserfläche im J. 1766 besucht, und Capt. Simpson hat sie in neuerer Zeit zweimal befahren. Fortwährend kalbt der Gletscher und wirft er unter donnerartigem Krachen die Eisstücke ab, den Wiederhall der Berge erweckend. Bei Nacht scheint die Thätigkeit noch stärker zu sein als bei Tage. Die Welle, sagt Simpson, weicht zurück wie vor einem Erdbeben, und dann brandet

sie herauf. An dem ganzen Umkreise des Sees arbeiten die erregten Wogen, und die Zerstörung des Ufers würde weit beträchtlicher sein, wenn es nicht einigermassen durch Pflanzenwuchs geschützt wäre. Eine Seemeile vom Gletscher wurde im See mit 108 M. der Grund nicht erreicht.[80]

Innerhalb der engen Strassen sieht man Terrassen an vielen Orten; so führt z. B. Coppinger jene im Canal Fitzroy an. In einer Bucht, 7 Seemeilen W. von der Bay of Mines, gibt es zwei so regelmässige Stufen, dass man sie für künstliche Herstellungen halten möchte.[81]

Die verlassenen Spuren des Meeres zeigen daher an der Westküste von Südamerika kein so klares und zusammenhängendes Bild wie an der Ostküste. Schon nahe unter dem Aequator, in Guayaquil, ist eine Muschelbank mit *Mastodon Andium* vorhanden. Nach den Vorkommnissen von Mejillones und am Cerro Gordo erkennen wir den Strand in + 441 M., mit noch höheren Anzeichen, doch zeigen die wenigen aus diesen hohen Lagen bekannten Conchylien noch eine Verbindung mit der atlantischen Fauna an. Die Zeit der Abgrenzung der Faunen', das Auftreten der heutigen westlichen Fauna ist nicht bekannt; in den übrigen als quartär bezeichneten Vorkommnissen sind zwar nicht europäische, aber doch eine ungewöhnlich grosse Anzahl erloschener Arten vorhanden. Terrassen sind an dem ganzen mittleren und südlichen Theile der Küste in verschiedenen Höhen und grosser Entwicklung zu sehen; in den Fjords und Canälen des Südens kennt man zwar noch keine quartären Conchylien, aber die Verhältnisse gleichen jenen des nördlichen Norwegen.

Anmerkungen zu Abschnitt XIII: Strandlinien der äquatorialen und südlichen Küsten.

1 Leidy, Descript. of Vertebr. Remains, chiefly from the Phosphate Beds of S. Carolina; Journ. Acad. Sc. Philadelphia, 1877, VIII, p. 209—261; Brylinski, Phosph. de Chaux de la Caroline du Sud; Bull. Soc. géol. de Normandie, 1875, II, p. 3—74; für den Vergleich mit den Phosphat-Lagern der englischen Kreide Jukes-Browne, Quart. Journ. geol. Soc. 1875, XXXI, p. 256—314.

2 R. J. Nelson, On the Geol. of the Bahamas and on Coral-Formations generally; Quart. Journ. geol. Soc. 1853, IX, p. 200—215; (Ch. Lyell) Note ebendas. p. 202; Gabb, Topogr. and Geol. of S. Domingo, p. 103, 111; Gaussoin, The Island of Navassa; Am. Journ. Sc. 1867, 2. ser., XLII, p. 439; Anegada ist nach Cleve nur 9 M. hoch, die Riffe beschrieb R. H. Schomburgk, Remarks on Anegada; Journ. Geogr. Soc. Lond. 1832, II, p. 152—170; das junge Land auf Guadeloupe schildert P. Duchassaing, Essai s. l. constit. géol. de la partie basse de la Guadeloupe, dite Grande-Terre; Bull. Soc. géol. 1847, 2. ser., IV, p. 1093—1100, und Observ. s. l. formations modernes de l'Ile de Guadeloupe, ebendas. 1855, 2. ser., XII, p. 753—759; Darwin, Coral Reefs, p. 261; Schott, Die Küstenbildungen des N. Yucatan; Peterm. geogr. Mitth. 1866, S. 127—130; Gabb, Notes on Costa Rica Geology; Am. Journ. Sc. 1875, 3. ser., IX, p. 203. Am Mao-Flusse, OSO. von Sabaneta auf S. Domingo, beschreibt Gabb Flussterrassen; sie gehören nicht in diese Reihe von Erscheinungen; vgl. Gabb a. ang. Ort. p. 63.

3 Sawkins, Observ. on Brit. Guiana; Quart. Journ. geol. Soc. 1871, XXVII, p. 419 bis 434.

4 Da Silva Coutinho, L'Embouchure de l'Amazone; Bull. Soc. géogr. 1867, 5. ser., XIV, p. 321—334.

5 Wyville Thomson, The Voyage of the ‚Challenger', 8°, 1877, II, p. 105, 108.

6 C. F. Hartt, Remarks on the Brazilian Coral-Fauna; Transact. Connecticut Acad. Arts and Sc. 1866—1871, I, p. 364 (im Anhange zu Verrill: Notice of the Corals and Echinod. coll. bei Prof. Hartt at the Abrolhos-Reefs; ebendas. p. 351—364); auch dess.: Geol. and Phys. Geogr. of Brazil, p. 189, 204.

7 A. Rattray, On the Geol. of Fernando Noronha; Quart. Journ. geol. Soc. 1872, XXVIII, p. 31—34. Nach diesen Angaben würde auch Granit in grösseren Massen auftreten. Buchanan in: Voy. of the ‚Challenger', II, p. 119.

8 J. Clarke Hawkshaw, Notes on the Consolidated Beach at Pernambuco; Quart. Journ. geol. Soc. 1879, XXXV, p. 239—243; Rich. Rathbun, Notes on the Coral-Reefs of the Isl. of Itaparica, Bahia and of Parahyba do Norte; Proc. Boston Soc. nat. hist. 1878, XX, p. 39—41, und Am. Journ. Sc. 1879, 3. ser., XVII, p. 326.

9 Hartt, Braz. Coral-Fauna, p. 364; auch Liais, Compt.-rend. 1860, L, p. 762, und Marcel de Serres, ebendas. p. 907.

10 Hartt: Geol. and Phys. Geogr. of Brazil, p. 220, 221, 224.

11 Annalen d. Hydrogr., 1878, VI, S. 170—171.

12 Hartt, Geol. and Phys. Geogr. of Brazil, p. 35, 71, 506.

13 Capanema, Petermann geogr. Mittheil. 1874, XX, S. 228—230; Wiener, Mittheil. Geogr. Ges. Wien, 1876, 2. ser., IX, S. 486—489; K. Rath, Globus, XXVI, S. 194; Heusser et Claraz, Essais pour servir à une Descript. phys. et géognost. de la Prov. Argentine de Buenos-Ayres, II, p. 108—139; Stelzner in Napp, Die Argentin. Republik, 8°, Buen.-Ayr. 1876, S. 84.

14 R. Fitzroy, Extracts from the Diary of an attempt to ascend the Riv. Santa Cruz in Patagonia; Journ. geogr. Soc. 1837, VII, p. 114; auch Trav. Adventure and Beagle, II; Darwin war bekanntlich ein Begleiter Fitzroy's. — Roger i Ibar, Estudios sobre las Aguas de Skyring, por el Comand. i oficiales de la Corbeta ‚Magellánes', 8°, Santjago, 1878, p. 66. Auch Capt. Musters traf am Gallego stark ausgeprägte Terrassen; weniger deutlich, doch ebenfalls erkennbar sind sie am Cuheyli, welcher in Coy Jnlet mündet; J. C. Musters, Unter den Patagoniern (deutsche Ausg.), 1873, an mehr. Ort.

15 G. Maw, Notes on the Geol. of the Plain of Marocco and the Great Atlas, Quart. Journ. Geol. Soc. 1872, XXVIII, p. 85—97, insb. p. 86, 87; C. F. Duro, Explor. de una parte de la costa noroeste de Africa; Bol. soc. geogr. Madrid, 1878, IV, p. 184—199; auch: W. Arlett, Survey of some of the Canary Isl. and of part of W. Coast of Africa; Journ. geogr. Soc. Lond. 1836, VI, p. 285—310.

16 K. v. Fritsch, Zeitschr. d. geol. Ges. 1862, XIV, S. 547. Hier werden sogar Bruchstücke von Korallen und Conchylien aus + 700 Fuss erwähnt. Ich möchte vermuthen dass sie tertiär seien.

17 Belcher, Extracts from Observ. on various Points of the W. Coast of Africa, surv. by H. M. Ship ‚Aetna'; Journ. Geogr. Soc. Lond. II, p. 301; die Küste ist beschrieben von Aube, L'île Arguin et les Pêcheries de la Côte occ. de l'Afrique; Rev. marit. col. 1872, p. 470.

18 Darwin, Geol. Observ.; 2. ed., p. 4—6; P. Fischer, Sur les fossiles des îles du Cap Vert, rapp. par M. de Cessac; Compt.-rend. 1874, LXXVIII, p. 503—506; Baron v. Barth, Prim. Relatorio do Comm. encarr. de explor. geol. de la Prov. de Angola; Ann. da Comm. centr. perman. de Geographia; Lisboa, 1876, N° 1, p. 35—37. — Weit im Süden, auf der Nightingale-Insel (Tristan d'Acunha-Gruppe) traf Buchanan eine Strandlinie in + 10·8 M., und die negativen Spuren scheinen noch höher zu reichen; Proc. Roy. Soc. Lond. 1876, p. 614.

19 U. S. Hydrogr. Off., The West Coast of Africa; 1873, I, p. 160, 190; Langhans, Peterm. geogr. Mitth. 1885, S. 211, Taf. XI. Auf Cap Palmas kann es wohl weder Korallenriffe, noch ansehnlichere Muschelbänke geben, denn der Senat von Palmas hat eine Prämie auf die Auffindung von Kalkstein gesetzt; Schönlein, Zeitschr. Ges. f. Erdk., Berlin, 1875, X, S. 431. D. Dohrn hat die Güte gehabt, mir mitzutheilen, dass ihm auf den Prinzeninseln keine Spuren veränderten Strandes aufgefallen seien; auch Osk. Baumann kennt nichts Aehnliches von Fernando Pô.

20 O. Lenz, Petref. v. d. Loango-Küste; Verh. geol. Reichsanst. 1877, S. 279. Von Zboïnski wurden subfossile Conchylien lebender Arten angeblich aus der Höhe von 200 M. vom unteren Congo gebracht; Bull. Soc. Belge de Géol. 1887, I, Proc. verb. p. 30. Hier mag irgend ein Missverständniss vorliegen; Hr. Baumann sagt mir, solche Höhen seien überhaupt nur eine gute Strecke landeinwärts vorhanden; diese habe er bestiegen, aber nichts Aehnliches gesehen.

21 A. Pomel, Le Sahara, p. 25.

22 M. B. Clarke, On the geol. Phenom. in the Vicinity of Cape Town; Proc. Geol. Soc. 1838—1842, III, p. 422; Kerguelen hat eine fortlaufende Terrasse in + 6 M.; Th. Studer, Zeitschr. d. geol. Ges. 1878, XXX, S. 346.

23 Stow, S. African Geol.; Quart. Journ. geol. Soc. 1871, XXVII, p. 520, 522; die ältere Schrift von Kraus gibt auf den Grass rüggens zwischen Uitenhage und Grahams

Town sogar Austern in 600—700 Fuss an; dess.: Ueb. d. geol. Verh. d. O. Küste des Caplandes; Amtl. Ber. XX. Versamml. deutsch. Naturf. und Aerzte, Mainz, 1842, S. 129; Bain sagt 20 bis 300 Fuss; Trans. Geol. Soc. 1845, 2. ser., VII, 191; E. Cohen, Erläut. Bemerk. zu einer Routenkarte u. s. w.; II. Jahresber. geogr. Ges. Hamburg, 1875, S. 111; C. L. Griesbach, Geol. of Natal, Quart. Journ. geol. Soc. 1871, XXVII, p. 67; den jungen Meeressand in der Delagoa-Bay erwähnt Rehmann, Das Transvaal-Gebiet; Mitth. geogr. Ges. Wien, 1883, XXVI, S. 389.

24 (Lieut. Wolf:) Narrative of Voy. to explore the shores of Africa, Arab. and Madag. perform. in H. M. S. ‚Leven' and ‚Barracouta', und. direct. of Capt. W. F. W. Owen, 8°, Lond., 1832, I, p. 187, 379, 425, 427; II, p. 2, 5, 9 u. a. and. Ort.; Darwin, Coral Reefs, p. 76; Burton, The Lake Regions of Centr. Equat. Africa; Journ. geogr. Soc. 1859, XXIX, p. 35; Jos. Thomson, To the Centr. Afr. Lakes; 8°, 1881, I, p. 75, 94; Brenner, Peterm. geogr. Mitth. 1868, S. 362. Den Korallenboden von Zanzibar beschreibt v. d. Decken, Reisen in Ost-Afrika; 8°, 1869, I, S. 22.

25 Grandidier, Notes s. l. côtes S. et SW. du Madagascar; Bull. Soc. geogr. 1867, 5. sér., XIV, p. 384—394; Sibree, The Great Afr. Island; 1880, p. 36; die Angaben von Guillemin über einen Saum von Basaltstücken am Strande beziehen sich wohl auf eine vulcanische Aufschwemmung; Ann. d. Mines, 1866, 6. sér., X, p. 281; Comm. Wharton (Shearwater) Hydrogr. Not. 1879, N° 1; Lieut. Coghlan ebendas. 1877, N° 6; Capt. Friedrich (Brigg ‚Hermann Friedrich') Ann. d. Hydrogr. 1876, IV, S. 243—246.

26 Darwin, Geol. Observ. p. 33; G. Clark, Notes on the geol. Features of Mauritius; Quart. Journ. geol. Soc. 1867, XXIII, p. 185—190 (eine grosse Masse von Korallenkalk im Lande, soll aus nicht hier lebenden Arten bestehen); R. v. Drasche, Die Insel Réunion (Bourbon). Eine geol. Studie, mit einem Anhange üb. d. Ins. Mauritius; 4°, Wien, 1878, S. 27, 72, 73 (Wechsellagerung von Laven und Korallenbänken); Balfour, Gulliver and Slater, Rodriguez; Philos. Trans. 1879, vol. 168, p. 209; Peterm. geogr. Mitth. 1880, S. 287.

27 G. Revoil, Voy. au pays des Medjourtins; Bull. soc. géogr. 1880, 6. sér., XIX, p. 254—269, und Voy. au Cap des Aromates; 8°, Paris, 1880; Haggenmacher, Reise ins Somali-Land; Peterm. geogr. Mitth. Ergänzungsh. 47, 1874, S. 18.

28 Carsten Niebuhr's Reisebeschreibung nach Arabien und anderen umliegenden Ländern; 4°, 1774, S. 225, 277; dess.: Beschreibung von Arabien; 4°, Kopenhagen, 1772, S. 403; Ehrenberg, Ueb. d. Natur u. Bildung d. Corallenbänke des roth. Meeres; Abh. Akad. Berlin, 1832, XVIII a, S. 381—432; Ed. Rüppell, Reise in Abessynien; 8°, Frankfurt a. M., I, 1838, S. 140 u. folg., 183, 245 und II, 1842, S. 313.

29 Rocher d'Hericourt, Compt.-rend. 1841, XII, p. 732—735; Aubry, Bull. soc. géol. 1886, 3. sér., XIV, p. 201; Courbon, ebendas. 1861, LII, p. 426—433; Th. v. Heuglin, Reise in NO. Afrika; 1877, I, S. 34; Lartet, Géol. de la Palést.; Ann. sc. géol. 1869, I, p. 263; J. Milne, Quart. Journ. geol. Soc. 1875, XXXI, p. 8, u. a. viel. and. Ort. Ueber die heutige Veränderlichkeit des Wasserspiegels Klunzinger, Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin, 1872, VII, S. 21. Malcolsom führt von Aden fossile Muscheln aus mehr als + 100 M. an; Vélain hat sie nicht gesehen; Descript. géol. de la Presqu'île d'Aden et de l'Ile de la Réunion; 4°, Paris, 1878, p. 9.

30 H. J. Carter, Mem. on the Geol. of the S. E. Coast of Arabia; Journ. Bombay Branch As. Soc. 1852, IV, p. 21—96; dess.: Note on the Pliocene Deposits of the Shore of the Arab. Sea; ebendas. 1853, IV, p. 445—448, und dess.: Summary of the Geol. of India betw. Ganges, Indus and Cape Comorin; ebendas. 1854, V, p. 312.

31 Loftus, Quart. Journ. geol. Soc. 1855, XI, p. 251; W. T. Blanford, Note on the geol. formations seen along the Coasts of Bilúchistán and Persia from Karáchí to the head of the Pers. Gulf etc.; Rec. Geol. Surv. Ind. 1872, p. 41—45; ders.: Eastern Persia, 8°, 1876, II, p. 467 u. a. and. Ort., auch Quart. Journ. geol. Soc. 1873, XXIX, p. 501; W. A. Stiffe, On the Mud-Craters and geol. Struct. of the Mekran Coast; ebendas. 1874, XXX, p. 50—53.

[32] Will. Sowerby, Mem. on the geol. Action of the Sea on the S. Coast of Kattyawar; Trans. Bombay geogr. Soc. 1868, XVIII, p. 96—104.

[33] Buist, Geol. of Bombay; Trans. Bomb. geogr. Soc. 1852, X, p. 178; ders.: Evidences of a general Vibration or Descent and subsequent Upheavement of the land all along the shores from Suez to Arracan; ebendas. p. 215—217; Carter, Notes on the Geol. of the Islands ar. Bombay; Journ. Bomb. Branch As. Soc. 1862, XXI, p. 176 sagt Aehnliches von Salsette; vgl. auch ders.: ebendas. 1852, IV, p. 166; Ormiston, Submerg. forest on Bombay Isl.; Rec. geol. Surv. Ind. 1878, XI, p. 302, und Medlicott and Blanford, Geol. of Ind., p. LXXI, Note.

[34] W. T. Blanford, Geol. W. Sind; Mem. geol. Surv. Ind. 1879, XVII, p. 184.

[35] Fr. Fedden, The Geol. of the Káthiáwár Penins. in Guzerat; Mem. geol. Surv. Ind. 1885, XXI, p. 53 u. folg. Hier wird der Milliolitenstein sogar tief aus dem Lande vom Berge von Chotila aus 1170 Fuss angeführt; Conchylien werden von hier nicht genannt; von einer anderen Stelle werden aus dem Milliolite Rock Landconchylien angeführt. Weitere Aufklärung ist daher nöthig.

[36] R. Bruce Foote, On the Geol. of S. Travancore; Rec. Geol. Surv. Ind. 1883, XVI, p. 30; ders.: On the Geol. of the Madura and Tinnevelley Distr.; Mem. Geol. Surv. Ind. 1883, XX, p. 46 und 55—74, Karte; Lieut. Christopher, Accounts of Adam Bridge; Trans. Bomb. geogr. Soc. 1846, VII, p. 130—133; B. R. Branfill, Physiogr. Notes on Tanjore etc., Journ. As. Soc. Beng. 1878, XLVII, 2, p. 187.

[37] F. v. Richthofen, Bemerk. üb. Ceylon; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1860, XII, S. 529; auch Schlagintweit, Reise in Ind. u. Hochas., 1869, I, S. 147 (Erhebung von ganz Ostindien).

[38] Foote am ang. Ort. p. 74; Ramayana, Poema sanscritto di Valmici, trad. p. G. Gorresio; 8°, Paris, 1856, vol. IX, lib. V, Sundaracanda, p. 132, 141, 185—192; für die Unterscheidung von Damm und Brücke p. 362, Note 91. Hier bin ich Hrn. Prof. Bühler für gütige Belehrung zu Dank verpflichtet.

[39] Blanford, Mem. Geol. Surv. Ind. 1862, IV, p. 19; Foote, On the geol. Structure of the E. Coast from 15° N. to Masulipatam; ebendas. 1879, XVI, p. 92 u. folg.; Schlagintweit, Zeitschr. f. allg. Erdk., alte Reihe, V, S. 163; Blanford, Geol. Struct. and Phys. Features of the Distr. of Bancoorah, Midnapore and Orissa, Bengal; Mem. geol. Surv. Ind. 1859, I, p. 275 und Rec. 1872, V, p. 59, 61 u. folg. *Arca granulosa* in süssem Wasser führt Neumayr vom Yang-tse-kiang an; Neu. Jahrb. 1883, b, S. 22.

[40] Buist, On the general Vibration or Descent or Upheaval, which seems at a recent geol. Period to have occurred all over the Northern Hemisphere; Journ. As. Soc. Bengal, 1850, XIX.

[41] F. v. Richthofen, Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1862, XIV, S. 367; F. R. Mallet, The Mud Volcanoes of Rámri and Cheduba; Rec. geol. Surv. Ind. 1878, XI, p. 190; ders.: The Volcanoes of Barren Isl. and Narcondam; Mem. 1885, XXI, 4, p. 15 (Spuren junger Hebung auf Barren Isl. beruhen auf Täuschung); R. D. Oldham, Notes on the Geol. of the Andaman Isl.; Rec. 1885, XVIII, p. 143—145.

[42] H. Rink, Die Nikobar. Inseln; 8°, Kopenhag., 1847, S. 82, 109; F. v. Hochstetter, Beitr. z. Geol. u. phys. Geogr. d. Nikobar-Inseln; Reise S. M. Freg. ‚Novara'; 4°, Wien, 1866, II, S. 98.

[43] Wo, wie auf Nias, die Tertiärformation genau studirt ist, werden keine gehobenen Korallenbänke erwähnt; z. B. Verbeek, Jaarb. van h. Mijnwez. in Ned. Oost Ind. 1876, IV, 1, S. 13. Es hat Darwin, Coral Reefs p. 178, nach Jack solche von Nias angeführt.

[44] Junghuhn, Java; 8°, Leiden, 1850, II, 2, p. 1436—1448; Em. Stöhr, Het Rijzen der Oostkust van Java; Natuurk. Tijdschr. v. Nederl. Ind. 1867, XXIX, p. 76—81; J. Hageman, Over het Rijzen der Kusten v. Oostelijk Java en Madoera; ebendas. 1868, XXX, p. 248—284; Richthofen, Ueb. Mendola-Dolomit u. s. w.; Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1874, XXVI, S. 239—250; Stöhr, Die Prov. Banjuwangi in O. Java; Abh. Senkenb. naturf. Ges. 1874, IX, S. 49 u. folg. Am oberen Serajoe-Flusse, im Diëng-Gebirge, hat Edeling

Terrassen beschrieben, welche er den Parallel Roads of Lochaber vergleicht; Staring hat gezeigt, dass sie durch wiederholte Erdfälle erzeugt wurden, welche den Fluss stauten; Edeling, Natuurk. Tijdschr. 1865, XXVIII, p. 395; W. C. H. Staring, Over oude Meer-Oeverbanken op Java; Versl. en Mededeel. Akad. Amsterdam; Afd. Natuurk. 2. R., I, p. 345—348.

45 Angaben über dieses Gebiet sind enthalten in Reinwardt, Poggend. Ann. 1824, II, S. 444; A. R. Wallace, On the phys. Geogr. of the Malay Archip.; Journ. geogr. Soc. 1863, XXXIII, p. 222 u. folg.; A. S. Bickmore, Reis. im Ostind. Archipel, deutsch v. Martin; 8°, 1869, S. 71, 185, 288, 388; Dr. A. B. Meyer in Dresden hat die Güte gehabt, mir seine Beobachtungen über N. Celebes zu senden.

46 Junghuhn, Java, II, 2, p. 1435.

47 Cuming in Darwin, Coral Reefs, p. 178; Drasche, Luzon, S. 9, 47, 61 u. an and. Ort.; Montano, Archives Miss. scient. 1885, XI, p. 271 (Hebung der Ostküste von Mindanao u. d. Golf von Davao); Richthofen, Zeitschr. d. geol. Ges. 1860, XII, S. 539, 545.

48 Pallegoix, Descript. du Roy. Thai ou Siam; 8°, Paris, 1854; I, p. 115; Bastian, Die Hydrographie Hinterindiens; Peterm. geogr. Mitth. 1866, S. 457; Ratte, Bull. soc. géol. 1876, 3. sér., IV, p. 519.

49 A. R. Wallace, Notes on a Voy. to N. Guinea; Journ. geogr. Soc. 1860, XXX, p. 173; J. Moresby, Discov. in Eastern N. Guinea; ebendas. 1875, XLV, p. 156; Miklouho-Maclay sagt, dass an der Maclay-Küste in grünlichem Thon Meeresconchylien vorkommen; Wilkinson vergleicht den Thon mit dem tertiären Thon von Yule Island; nach Brazier aber sollen durchaus lebende Arten in demselben liegen; N. de Miklouho-Maclay, Evidences of the Rising of the Maclay-Coast in N. Guinea; Proc. Linn. Soc. N. S. Wales, Sydney, 1885, IX, p. 966 u. folg. — Bei Anuapata, N. Guin., sollen Conchylien ‚ähnlich den heutigen' sogar in + 600 Fuss liegen; Stone, Proc. Geogr. Soc. 1876, XX, p. 331.

50 Capt. v. Schleinitz, Die Expedit. S. M. S. ‚Gazelle'; Annal. d. Hydrogr. 1876, IV, S. 365; Lieut. Hosken, Remarks about the New Hebrides Group; Geol. Magaz. 1876, 2. ser., III, p. 82.

51 Coan's Angabe in: Coral Reefs of Hawaii; Note in Amer. Journ. Sc. 1874, 3. ser., VIII, p. 466.

52 J. E. Tenison Woods, On a tertiary Formation at N. Guinea; Proc. Linn. soc. N. S. Wales, 1878, II, p. 125—128 und 267.

53 Ders.: On the extra-tropical Corals of Australia; ebendas. II, p. 296.

54 Hydrogr. Not. 1879, N° 14; Ann. d. Hydrogr. 1880, VIII, S. 156. Elizabeth-Riff, 90 Seemeilen NNW. von Lord Howe, 29° 56′ s. Br., ist noch ein Atoll mit Lagune; Hydr. Not. 1878, N° 20, Ann. Hydr. 1878, VI, S. 424—426.

55 Rattray, Geol. Cape Yorke Penins.; Quart. Journ. geol. Soc. 1869, XXV, p. 298, 303.

56 Daintree, Quart. Journ. geol. Soc. 1872, XXVIII, p. 273.

57 Howitt, ebendas. 1879, XXXV, p. 34; Murray, Geol. Surv. of Gippsland; Russel's Creek Goldland; Rep. of Progress Geol. Surv. Victoria, 1880, VI, p. 39—47; R. Brough Smyth, The Gold Fields and Min. Districts of Victoria; 8°, Melbourne, 1869, p. 11; J. E. Woods, Geol. Obs. in S. Australia; 8°, Lond., 1862, p. 205 u. folg.; T. E. Rawlinson, Notes on the Coast Line Formation of the W. Districts and Proofs of the Uniform Conditions of Meteor. Phenom. over long Periods of time; Trans. Proc. Roy. Soc. Victoria, 1878, XIV, p. 25—34 (zwischen Warnembool und Belfast).

58 F. v. Hochstetter, Reise d. öst. Fregatte ‚Novara'; 4°, Wien, 1864, Geol. Theil, I, S. 265.

59 S. Herb. Cox, Rep. on the Geol. of the Te Anau District; Geol. Surv. N. Zealand, 1877—1878; Wellingt., 1878, p. 118; Al. Mc' Kay, The S. Part of E. Wairarapa Distr.; ebendas. 1878—1879, p. 85; Crawford (Cook-Strasse) Trans. Proc. N. Zeal. Inst. 1884, XVII, p. 342.

60 Hutton, Quart. Journ. geol. Soc. 1885, XLI, p. 212; ders.: Did the Cold of the glac. Epoch extend over the S. Hemisphere? Geol. Magaz. 1875, 2. ser., II, p. 580—583.

61 Pourtalès, Corals at the Galápagos Isles; Am. Journ. Sc. 1875, 3. ser., X, p. 282; Th. Wolf, Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1880, LIII, S. 281.

62 Wolf, ebendas. S. 282 u. folg.; J. S. Wilson glaubte an der Mündung des Esmeraldaflusses mehrere niedrige Terrassen zu sehen, welche unter Hochwasser Reste menschlicher Kunst enthalten sollen, und folgerte eine junge Senkung des Landes; diese Beobachtung wird jedoch in Zweifel gezogen; Quart. Journ. geol. Soc. 1866, XXII, p. 567—570. Vgl. auch Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1877, XXIX, S. 412—415.

63 Ch. Darwin, On the connection of certain Volcan. Phenomena in S. America (read 1838); Trans. geol. Soc. 1840, V, p. 505—510; Alc. d'Orbigny, Compt.-rend. 1843, XVII, p. 401; Domeyko, Mém. sur le terrain tertiaire et les lignes d'ancien Niveau de l'Océan du Sud aux envir. de Coquimbo (Chili); Ann. d. Mines, 1848, 4. sér., XIV, p. 153—162.

64 Capt. Gormaz, Esplor. de la costa de Llanquihé; An. Univ. Chile, 1872, XLI, p. 235, 253, 361; Mem. de la Marina de Chile, 1872, p. 203 u. folg.

65 L. Agassiz, Nature, 1872, VI, p. 229 (aus der New York Tribune).

66 F. Fonck, Naturw. Notizen üb. d. S. Chile; Peterm. Geogr. Mitth. 1866, S. 467.

67 Darwin, Geol. Observ., 2. ed., 1876, p. 234, 242; Hahn theilt diese Bedenken für Chiloë; dess.: Untersuch. üb. d. Aufsteigen u. Sinken d. Küsten, S. 91; Ph. Germain meint sogar, dass alle von Darwin aus diesem Gebiete angeführten Muschelbänke nur Küchenreste seien; dess.: Observ. sur les mouvements du Sol dans l'archipel de Chiloë; Compt.-rend. 1883, XCVI, p. 1806—1808. Die Küchenreste beschreibt auch D. Lovisato, Appunti etnogr. con acc. geol. sulla terra di Fuoco; Cosmos, herausgeg. v. G. Cora, 1884, VIII, p. 97 u. folg.

68 R. A. Philippi, Die tertiären und quartären Versteinerungen Chile's; 4°, Leipzig, 1887, S. 257.

69 Domeyko, Apuntes sobre el depósito de Guano de Mejillones, sacad. d. l. cartas escr. por el Doct. Don Guill. Krull etc., Anal. Univ. Chile, 1878, p. 449. Bei Miguel Diaz (24° 25') traf Philippi Conchylien in + 280 M.; sie sind leider verloren gegangen; dess.: Die sog. Wüste Atacama; Peterm. geogr. Mitth. 1856, S. 56.

70 Philippi, am ang. Ort. S. 6 und 253.

71 Remond, Apuntes sobre los terr. terc. i cuatern. de Caldera i Coquimbo; An. Univ. Chile, 1868, XXXI, p. 416—419.

72 Darwin, Geol. Observ. p. 261—263; Mallard et Edm. Fuchs, Notes sur quelques points de la Géol. du Chili; Ann. d. Mines, 1873, 7. sér., III, p. 77—81, pl. II, Fig. 3.

73 Domeyko, Solevantamiento de la Costa de Chile; An. Univ. Chil. 1860, p. 573 bis 599; Pissis, Prov. Aconcagua; ebendas. 1858, p. 60.

74 Domeyko, Estudio del Relievo etc., ebendas. 1875, XLVIII, p. 51 und 60; ders. und Diaz don Wenceslao, Excurs. jeoloj. etc. ebendas. 1862, p. 23; Pissis, Prov. Colchagua, ebendas. 1860, p. 691.

75 J. Domeyko, Nuevas Investigaciones ac. de las gradas en que está cortado el terr. terc. de la costa de Chile; An. Univ. Chil. 1862, p. 183—168 und Karte; Vidal Gormaz, Llanquihué; Mem. de Marina, 1872, p. 280, und An. Univ. Chile, 1872, p. 301, 305, 314, 318, insb. p. 321; Carl. Juliet, Memor. Marin. 1872, p. 343; Ann. Univ. Chile, 1872, p. 383. Zur Versinnlichung des Gesagten berufe ich mich auf die Karte des Busens von Reloncavi von Guill. Cox im Journ. geogr. Soc. 1864, XXXIV, p. 205 und auf jene von C. Martin, Peterm. geogr. Mitth. 1880, Taf. VIII.

76 Gormaz, ebendas. p. 198; Anal. Univ. Chile, 1871, p. 70.

77 F. Fonck, Naturw. Notiz. üb. d. südl. Chile; Peterm. geogr. Mitth. 1866, S. 467. Die von mehreren Autoren angeführten Senkungen innerhalb dieser Gegend habe ich übergangen, da es sich in den meisten Fällen nur um Rutschungen, in dem bekanntesten Falle, jenem der Laguna di S. Ramon, in welchem ein neuer See gebildet worden sein soll, um

das Hervortreten einer Quelle zu handeln scheint; Gormaz hat den Fall besprochen; An. Univers. Chile, 1872, p. 230, u. Mem. Marin. 1872, p. 195.

78 Darwin, Geol. Observ., p. 235.

79 Enr. M. Simpson, Esplorac. hidrograf. de la Chacabuco; Memor. de la Marina, 1872, p. 379, und An. Univers. Chile, 1872, p. 427. Simpson erwähnt bei Gelegenheit seiner Erforschung der merkwürdigen Lagune S. Raphael, welche die Verlandung eines Meeresarmes durch einen Gletscher kennen lehrt, Spuren junger Senkung in den obersten Theilen des Canals Moraleda. Die Spuren bestehen in der Ueberfluthung von Wald; es sind jedoch in diesem Labyrinthe von Wasserstrassen untergeordnete Veränderungen des Wasserstandes auf verschiedene Weise zu erklären; Simpson, ebendas. 1871, p. 178.

80 Simpson, Esplor. hech. por la Corbeta ‚Chacabuco'; Anuar. hydrogr. Chile, Santjago, 1875, I, p. 32, 131 u. folg.; vgl. Karte in Peterm. geogr. Mitth. 1878, Taf. XXIV.

81 R. W. Coppinger, Visit to Skyring Water, Straits of Magellan; Proc. geogr. Soc. 1880, new Ser., II, p. 552—556.

VIERZEHNTER ABSCHNITT.

Die Meere.

Umrisse. — Eustatische negative Bewegung. — Transgressionen. — Eustatische positive Bewegung. — Eustatische Bewegungen sind unzureichend. — Flussmündungen und Flussterrassen. — Uebersicht der jüngeren Strandlinien. — Oscillationen der Meere. — Wechselnde äquatoriale Phasen. — Entstehung der Festländer durch Senkungen. — Keine historischen Veränderungen nachweisbar. — Die Zeit.

Das pacifische Meer ist von langen Gebirgszügen und einem Feuerkranze von Vulcanen umgeben, während der atlantische und der indische Ocean es nicht sind. Genauere Forschung zeigt, dass die Gebirge rings um das stille Weltmeer Faltenzüge sind, nicht ganz gleichartig in Ost und West, doch in allen Fällen gegen die Tiefen des Meeres gefaltet. In Californien und durch ganz Süd-Amerika liegt vor dem Hochgebirge die Küstencordillere mit fremdartiger Gesteinsfolge. Die asiatische Ostküste dagegen setzt sich aus Inselkränzen zusammen, welche durch eine eigenthümliche Anordnung aus den gedrängten Ketten Inner-Asiens hervorgehen, am Rande des Oceans sich nordwärts wendend.

Süd-Amerika bis Tehuantepec ist ein Stück für sich, ein zweites Nord-Amerika, ein drittes der selbständige Bogen von Aljaska mit den Aleuten, ein viertes ist Ostasien südwärts bis knapp nördlich von Timor, ein fünftes ist Australien mit Neu-Seeland und vielen Inseln. Das antarktische Gebiet kennen wir nicht.

Die asiatischen Bögen streichen in das Festland fort; der südlichste derselben setzt über Java und Sumatra, die Nikobaren und Andamanen zur Küste von Arrakan fort. Dies ist der burmanische Bogen, der erste der südlichen Grenzbogen Eurasiens. Diese Grenzbogen treten wieder an dem Nordrande des persischen

Busens und in einzelnen Theilen des Mittelmeeres an das Meer und enden an dem scharfen Buge von Gibraltar. Manche Stücke sind auch von Feuerbogen begleitet. Nur bei Gibraltar und in der Cordillere der Antillen tritt der Aussenrand eines Faltengebirges an den atlantischen Ocean. Mit diesen geringen Ausnahmen ist aller Umriss des atlantischen wie des indischen Oceans unabhängig von dem Streichen der gefalteten Gebirgszüge oder es ist Rückland; alle pacifischen Küsten dagegen sind durch die gefalteten Züge vorgezeichnet und das pacifische Meer bedeckt Vorland. Cap Hoorn und die Mündungen des Ganges bezeichnen in den beiden grossen Continenten die scharfe Grenze zwischen diesen verschiedenartig gebildeten Umrissen der Meere.

Der höchst verwickelte Bau Europas verräth drei hintereinanderliegende Hauptfaltenzüge, welche alle nordwärts überfaltet sind. Der nördlichste Zug, der caledonische, ist von vordevonischem Alter. Der zweite besteht aus einem westlichen, dem armoricanischen, und einem östlichen, dem variscischen Stücke; beide schaaren in Frankreich und man erkennt die Schaarung auch an dem Aussenrande, durch den einspringenden Winkel, welchen die nordwärts überschobenen Kohlenflötze nahe der belgisch-französischen Grenze bilden. Dieser zweite Zug ist von vorpermischem Alter mit posthumen Faltungen, welche mindestens bis in die Tertiärzeit reichen. Den dritten Zug, welcher noch jünger ist, bilden die Pyrenäen, die Bogenstücke im südöstlichen Frankreich, Jura, die Alpen und die Karpathen. Jeder Zug wurde an den gesenkten Trümmern des vorhergehenden gestaut. In Nordspanien erkennt man in der asturischen Mulde eine Anlage, welche jener der scharfen Beugung bei Gibraltar gleicht, jedoch tief abradirt ist.

Die westliche Küste Europas ist nicht durch den Verlauf der Faltenzüge bestimmt, sondern verläuft quer auf dieselben, so dass der armoricanische Bogen im südwestlichen Irland und der Bretagne als Riasküste endet und in Galicien und Portugal die Structur gar keinen Ausdruck in dem Verlaufe der Küste findet.

Zugleich wenden sich die gefalteten Züge des nördlichen Amerika allmälig im Bogen so sehr, dass am unteren Lorenzo, welcher den Aussenrand bezeichnet, die Richtung der faltenden Kraft aus W. und NW. in NNW. übergeht und die Riasküsten

von Nova Scotia, Neu-Braunschweig und Neu-Fundland eine besondere Aehnlichkeit mit gewissen Theilen der europäischen Westküste erreichen.[1]

Dieser Gegensatz zwischen den Umrissen der Meeresbecken und dem Gefüge der Festländer zeigt auf das Deutlichste, dass diese Meeresbecken Senkungsgebiete sind, in weit grösserem Massstabe jene Senkungen wiederholend, welche wir im Innern der Festländer kennen gelernt haben. Dies zeigt auch für das pacifische Gebiet das Auftreten grosser Tiefen knapp an dem Rande der Gebirgsbogen, z. B. an der Küste von Japan und an der südamerikanischen Westküste.

Noch deutlicher bestätigt sich diese Voraussetzung durch die Erfahrungen, welche im Mittelmeere gesammelt worden sind. Es konnte gezeigt werden, dass das Mittelmeer aus Senkungsfeldern von verschiedenem Alter besteht, und es ist mit Bestimmtheit zu erkennen, dass auch die Umrisse der grossen Oceane von verschiedenem Alter sind.

Dies geht aus dem Umstande hervor, dass nicht dieselben Abtheilungen der mesozoischen Schichtenreihe an den Umrissen sichtbar werden. Rings um den pacifischen Ocean trifft man marine Ablagerungen der Triasformation, so auf Neu-Seeland, Neu-Caledonien, Japan, auf den Aleuten, den Queen Charlotte-Inseln, dem westlichen Nordamerika und in Peru. Sie sind allenthalben eingefaltet in die grossen Faltenzüge des Umrisses und scheinen auch in Arrakan vorhanden zu sein, wo der burmanische Bogen den Umriss des Meeres bildet. Sie sind auch im hohen Norden Eurasiens vorhanden; in Spitzbergen liegen sie horizontal.

An dem Umrisse des indischen Oceans begegnet man mit Ausnahme des nach pacifischer Anlage gebauten nordöstlichen Stückes nicht solchen Ablagerungen. Hier beginnt die Serie ringsum höchstens mit dem mittleren Jura, und die mesozoischen Schichten liegen überall horizontal, denn spätere Faltung ist nirgends nachweisbar. Die pflanzenführenden, gewiss nicht im Meere gebildeten Gondwána-Schichten blicken mit offenem Bruche, z. B. an den Quathlamba-Bergen, gegen das Meer heraus. Niemals hat man auf der Höhe des weiten südafrikanischen Tafellandes Spuren

des Meeres gefunden, und man begreift nicht, wie es sollte aus dem Meere emporgehoben sein.

Rings um den atlantischen Ocean, wieder mit Ausnahme der nach pacifischem Muster gebildeten Bogenstücke bei Gibraltar und an den Antillen, beginnt die Serie erst mit der mittleren Kreide, von Cap Hoorn bis Grönland, bis zu den Lofoten und bis herab zum Cap der guten Hoffnung, und zwar im westlichen Afrika mit einer vielleicht ein wenig älteren Stufe. Im westlichen Europa allerdings kommen auch Lias und Jura an das Meer heran, aber wie wenig das heutige Ufer als jenes der damaligen Zeit angesehen werden darf, ergibt sich daraus, dass die mächtigen Süsswasserablagerungen des Weald in der Charente, in Santander und an der portugiesischen Küste frei gegen den heutigen Ocean ausstreichen, wie die Gondwána-Schichten im indischen Ocean und wie die jungtertiären Süsswasserschichten an den Ufern des ägäischen Meeres.

Sobald die Meerestiefen als Senkungen erkannt sind, erhalten die Festländer die Merkmale von Horsten, und der keilförmige, gegen Süd gerichtete Umriss von Afrika, Ostindien und Grönland erklärt sich aus dem Zusammentreffen von Senkungsfeldern, deren grössere Entwicklung gegen Süd liegt. Man kann aus der verschiedenen Schichtfolge in Grönland erkennen, dass die beiden Ränder des Keiles höchst wahrscheinlich von verschiedenem Alter sind, und zwar scheint in Grönland der Ostrand älter zu sein als der Westrand. Der keilförmige Umriss von Süd-Amerika ist anderen Ursprunges; an diesem nimmt der umschwenkende Faltenzug der Cordillere wesentlichen Antheil.

Der Erdball sinkt ein; das Meer folgt. Während aber die Senkungen des Erdballes örtlich umgrenzt sind, breitet sich die Senkung der Meeresfläche über die ganze benetzte Oberfläche des Planeten aus. Es tritt eine allgemeine negative Bewegung ein. Um nun Vorgänge dieser Art näher zu verfolgen, trennen wir von den verschiedenartigen Veränderungen, welchen die Höhe des Strandes unterworfen ist, solche ab, welche annähernd in gleicher Höhe, in positivem oder in negativem Sinne über die ganze Erde sich äussern, und bezeichnen diese Gruppe von Bewegungen als eustatische Bewegungen.

Die Bildung der Meeresbecken veranlasst episodische, eustatische, negative Bewegungen.

Solche Bewegungen sind in verschiedenen Zeiten und in verschiedenem Ausmasse vor sich gegangen. Der Bau von Spitzbergen und Schottland zeigt, wie bedeutende Senkungen innerhalb der paläozoischen Epoche gebildet wurden; der Bau von Schonen ist ein Beispiel ihres Fortganges in verschiedenen Theilen der mesozoischen Epoche; die Vorgänge auf Island lehren, dass heute dort ähnliche Bildung von Horsten und Gräben sich vollzieht. Diese Zerstückung des Erdballes durch grosse Brüche verschiedenen Alters ist aber eine weitverbreitete Erscheinung. Die marinen Trias-Ablagerungen und mit ihnen die vollständigste Reihe mesozoischer Meeresschichten ziehen quer durch den grössten Continent der Gegenwart in einer Zone, welche zum nicht geringen Theile mit jener der südlichen Grenzbogen Eurasiens zusammenfällt, so dass grosse Gebirge gerade an der Stelle des alten Meeres liegen, welches weiter im Westen seine tiefsten Stellen dort hatte, wo heute Theile der Ostalpen stehen, und welches über das westliche Mittelmeer und Theile des westlichen Europa sich fortsetzte. Die Uebereinstimmung der Faunen in den gleichaltrigen Ablagerungen von Westindien, Bogotá und Chile, welche in Chile und den Antillen sogar bis in die Tertiärzeit anhält, zwingt uns aber, quer über den heutigen atlantischen Ocean, und zwar gerade gegen jene Gegend hin, welche ausnahmsweise pacifisches Gefüge hat, nämlich gegen die Antillen mit ihrer gefalteten Cordillere und dem Feuerkranze, eine alte Meeresverbindung vorauszusetzen, älter als der nördliche und als der südliche Theil des atlantischen Oceans. Dieses ist das alte, im Sinne der Breitegrade sich erstreckende Meer, welches Neumayr als das ,centrale Mittelmeer' bezeichnet hat.

Betrachtet man nun die Folge der Sedimente auf den bisher genauer erforschten Theilen der Festländer, so zeigt sich, dass auf sehr grosse Strecken und in ausserordentlich langen Zeiträumen Transgressionen, d. i. positive Bewegungen vor sich gegangen sind, welche durch negative Phasen unterbrochen wurden. Am Schlusse der Silurzeit tritt der Strand weit zurück in dem ganzen Gebiete von Illinois bis an das atlantische Meer, in England,

Nord-Russland und am Dnjestr. Der alte rothe Sandstein, welcher keine Meeresthiere enthält, und ihm ähnliche gleichfalls aussermarine Schiefer gelangen zur Ablagerung auf dem ganzen nordatlantischen Gebiete, im östlichen Canada, wie in Spitzbergen, Schottland, England, Nord-Russland und bis an den Dnjestr. Dann dringen die Meeresablagerungen vor und im Mitteldevon ist die Transgression ausgeprägt über Russland bis Livland und Kurland, zugleich höchst wahrscheinlich im westlichen Canada, am Clear Water und Mackenzie, vielleicht bis an das Eismeer. Ein neuer negativer Abschnitt begleitet den Beginn der Carbonzeit, bis eine abermalige positive Zeit die Transgression des Kohlenkalkes veranlasst in Californien, Dakota, Texas, über das Gebiet des rothen Sandsteins von Irland her über Schottland, Spitzbergen und an vielen anderen Orten, so auch weithin über viel ältere Ablagerungen im nördlichen China. Dann folgen die Schwankungen des Obercarbon, ähnlich in Illinois und manchen Theilen des südlichen Europa, bis die negative Bewegung wieder unterbrochen wird durch die in N. Amerika und N. Europa auf engerem Gebiete abgelagerten Meeressedimente der permischen Zeit.

Die mesozoischen Meere zeigen uns in Europa von der rhätischen Zeit an eine durch untergeordnete Rückgänge unterbrochene, doch stets von Neuem Geltung erlangende positive Bewegung, welche die Sedimente der Meere immer weitere Ausdehnung erlangen lässt, bis endlich jene des mittleren Jura, auf eine Unterlage von verschiedenstem Alter übergreifend, über Krakau, Kiew, Moskau, Orenburg, nordwärts an der Petschora bis gegen das Eismeer sich ausdehnen, zugleich im Westen das nördliche Schottland bedeckend. Ein sehr grosser Theil Europas ist nun überfluthet, und in Abessynien, in Kachh, sogar an der Westküste Australiens wiederholen sich die Anzeichen der grossen mitteljurassischen Transgression.

Noch die oberjurassische Kimmeridge-Stufe kann man von Orenburg und Simbirsk quer durch das mittlere Europa mit kaum veränderten Merkmalen bis in die Nähe von Lissabon verfolgen. Dann weicht der Strand zurück, die Meeresbedeckung erhält sich nur an den Ausgangsstellen der Transgressionen, hauptsächlich den Alpen, während von Hannover bis in das südliche England,

an der Charente, in Nord-Spanien und in Portugal grosse Süsswasserseen vorhanden sind.

Jetzt beginnt die Kreideformation. Allmälig dringt wieder von den Alpen und von ihrer Fortsetzung, den Balearen, her die Strandlinie über das Gebiet des heutigen Juragebirges und nach Spanien. Schrittweise wird neuerdings das ganze mittlere Europa sammt allen den Sedimenten der grossen Süsswasserseen vom Meere überdeckt. Während zur Zeit des grössten Rückzuges Russland trocken war, dringt nun gleichzeitig von Norden das Meer über die russische Ebene, eine Anzahl selbständiger Typen von Conchylien mit sich führend, erreicht erst Tomaszow an der Pilica im westlichen Polen, bis in den höheren Theilen der unteren Kreide die Meere sich vereinigen und einzelne russische Typen in Hannover kennbar werden. Der nordische Einfluss verschwindet und immer weiter breitet sich das südliche Meer aus. Wir erreichen den Zeitpunkt der grossen mittel- und obercretacischen Transgression.

Nun sind die atlantischen Küsten umspült. Das Meer bedeckt die Niederungen Patagoniens bis an den Ostrand der Cordillere, dringt bis an die oberen Zuflüsse des Marañon, vielleicht quer über den ganzen südamerikanischen Continent, ferner von Texas durch die ganze Mitte Nord-Amerikas bis 65° n. Br., zeigt seine Spuren um den grössten Theil von Afrika, überdeckt einen sehr grossen Theil Europas, über die mitteleuropäischen Horste, durch Süd-Russland, östlich vom Ural bis 62 $^1/_2$° n. Br. vordringend, dann Kaspi, Aral, Turan, Iran, Syrien, Arabien und die östliche Sahara, Küstenstriche Ostindiens und andere weite Strecken. Sucht man nach einem Gebiete, dem diese Transgression fehlt, so entdeckt man ein solches im Norden. Von Ost-Grönland, über Spitzbergen, in Nord-Russland, dann in Nord-Sibirien, mit Ausnahme des eben erwähnten Vorkommens im östlichen Ural, dann in Nord-China kennt man bis heute diese Transgression nicht.

Neuerdings wurden die weiten Flächen vom Meere entblösst, und zwar zur selben Zeit auf dem ganzen weiten Gebiete. Allenthalben tritt in demselben der Strand zurück, und zwar in Europa deutlich noch weiter als nach der jurassischen Transgression, denn

die Süsswasserseen, welche nun entstehen, liegen südlicher, und nahe an oder auf dem Gebiete des alten centralen Mittelmeeres, von welchem diese Transgressionen ausgegangen sind, so in Süd-Frankreich und insbesondere in Istrien und Dalmatien.

Die Kreideformation hat geendet und die Tertiärformation beginnt. Nun werden aber die Verhältnisse so verwickelt, dass es nicht mehr möglich ist, sie in übersichtlicher Darstellung zu bieten. Die nördliche oligocäne Transgression, das schrittweise Zurückweichen der Meeresablagerungen von den Höhen von Iran und dem mittleren Europa in den Rahmen des heutigen Mittelmeeres, die streckenweise Erweiterung des Mittelmeeres durch örtlich umgrenzte Senkungen sind einige der auffallendsten Züge aus dieser wechselvollen Geschichte.

Diese Aufzählung zeigt, dass die Lehre von den säcularen Schwankungen der Continente nicht geeignet ist, die wiederholten Ueberfluthungen und Trockenlegungen des festen Landes zu erklären. Die Veränderungen sind viel zu ausgedehnt und viel zu gleichförmig gewesen, als dass sie in Bewegungen der Erdfeste ihren Grund haben könnten. Die mittelcretacische Transgression zeigt sich am Amazonas, am Athabasca und an der Elbe, am Nil und am Tarym, am Narbadda und auf Borneo und auf Sachalin und am Sacramento; das sind allgemeine physische Veränderungen, welche die ganze Oberfläche des Planeten beeinflussen. Hierin liegt zugleich die Erklärung des merkwürdigen Umstandes, dass es möglich gewesen ist, dieselbe Terminologie zur Unterscheidung der Formationen auf der ganzen Erde in Anwendung zu bringen. Dies wäre unthunlich gewesen, wenn die Grenzen der Formationen nicht durch allgemeine Vorgänge bezeichnet wären.

Es ist für die stratigraphische Geologie von besonderer Bedeutung gewesen, dass sie zuerst in England aufgewachsen ist, einem Gebiete der mittleren Lückenhaftigkeit der Serie, nämlich einer Strecke, welche zu Zeiten vom Meere überfluthet, zu anderen von Süsswasserseen bedeckt oder trocken gewesen ist. Eine ganze Reihe von Meeresfaunen, welche in südlicheren Gegenden heimisch sind, wie die hercynische, obercarbonische, Artinsk'sche Meeresfauna, die verschiedenen Meeresfaunen der Trias, das Tithon, das

Neocom fehlen der Schichtenfolge in England gänzlich oder sie sind nur in unvollkommener Weise vertreten. Die von Smith und seinen Nachfolgern gelegten Formationsgrenzen sind aber zum grössten Theile negative Zeitabschnitte. Wo sie genauer studirt sind, wie die Grenze von Jura und Kreide, vermag man noch weiter in die Einzelheiten einzugehen und zu erkennen, wie durch die Veränderung im negativen Sinne Isolirung der Meerestheile und Verarmung der Fauna eintritt, dass aber der endliche Untergang der älteren Fauna noch um ein Geringes später eintreten mag, als das negative Maximum.

Dies ist auch der Grund der Schwierigkeiten, welchen man begegnete, als Gebiete der vollständigen Entwicklung der marinen Serie, wie die Ostalpen, mit der aus England stammenden stratigraphischen Serie verglichen werden sollten, und in diesen Umständen liegt auch die Ursache, warum so oft und von so hervorragenden Forschern der Gedanke ausgesprochen worden ist, dass dieser Serie gewisse Cyclen zu Grunde liegen, d. i. andauernder Wechsel und dabei eine mehrmalige Wiederkehr ähnlicher Zustände.

Ueber die näheren Merkmale dieser Vorgänge lassen sich Vermuthungen aussprechen, aber der heutige Zustand der Erfahrungen rechtfertigt nicht ein bestimmtes Urtheil. Einige Kennzeichen treten bestimmter hervor, über anderen liegt der Zweifel. Die Analyse der rhätischen Schichtfolge in den Alpen führt zu dem Ergebnisse, dass die positive Bewegung, welche das rhätische Ufer weiter und weiter, endlich über einen sehr grossen Theil von Mittel-Europa und weit in das nördliche Schottland gerückt hat, eine oscillatorische gewesen ist. Die Bankung des Kalksteins, die terrestrischen oder litoralen Spuren in den ersten Zwischenmitteln, die Scherben von Rotherde im weissen Kalkstein und andere Vorkommnisse führen in übereinstimmender Weise zu dieser Annahme. Ein weiteres Beispiel haben uns die Wechsellagerungen auf der Insel Purbeck geboten. Die jungen Kalkbänke von Sombrero und die Spuren von Guano zwischen denselben deuten nach derselben Richtung. Auf der anderen Seite ist nicht zu läugnen, dass die paralischen Flötze zwischen carbonischen Meeresschichten in hohem Grade Zwischenmitteln gleichen, und dass die landwärts eintretende

Vereinigung solcher Flötze zu einem einzigen Hauptflötz nicht ohne eine neuerliche und eingehende Prüfung der Sachlage mit diesem Ergebnisse zu vereinbaren ist. Immerhin sprechen insbesondere die rhätischen Vorkommnisse und jene von Purbeck für das Auftreten zahlreicher geringerer Oscillationen. Mit Bestimmtheit erkennt man grössere Oscillationen, welche z. B. einzelne Stufen der Lias weiter, andere minder weit übergreifend auftreten lassen, wie sich dies etwa aus dem Vergleiche der nordschottischen Schichtfolge mit jener von Schonen und vielleicht auch mit dem Auftreten der Hierlatzschichten in den Alpen ergibt. Dies sind, mit anderen Worten, die kleineren Cyclen innerhalb der grossen Cyclen. Noch bestimmter endlich treten die grössten Phasen oder grössten Cyclen hervor.

In diesen grössten Phasen fällt es aber auf, dass jene, welche am genauesten bekannt sind, dem positiven Theile eine weit grössere Zeitdauer zuzumessen scheinen als dem nachfolgenden negativen Theile. Obwohl hierüber bei dem heutigen Stande der Frage kaum irgend etwas Abschliessendes und Bestimmtes zu sagen möglich ist, muss doch die Aufmerksamkeit auf den Umstand gerichtet bleiben, dass von der Trias her, durch die rhätische Zeit, den Lias und den Jura bis über die Stufe des Kelloway, also durch eine jedenfalls ganz ausserordentlich lange Zeit mit einzelnen untergeordneten Unterbrechungen schrittweise der Strand über Europa sich ausdehnt, noch zur Zeit des Kimmeridge das Meer von Sibirien über Europa bis zur heutigen atlantischen Küste reicht und hierauf in einer, soweit hierüber eine Vermuthung gestattet ist, unverhältnissmässig kürzeren Zeit durch Portland und Purbeck die Trockenlegung eintritt, erst mit den Gypslagunen, dann mit den grossen Landseen auf dem neuentblössten Lande. Dasselbe wiederholt sich in der Kreideformation. In Europa gewinnt man nach den dermaligen Berichten den Eindruck, als sei während der ersten Hälfte dieser Formation sowohl von Norden wie von Süden her Ausbreitung der Ueberfluthung vor sich gegangen, bis zu der Mengung einzelner Theile der Faunen. Später aber, zur Cenomanzeit, ist es nur die südliche Region, welche sich weiter und weiter gegen Norden ausdehnt, und bis in das Senon reicht die ausserordentliche Ausdehnung der Meere. Es ist damals rings um die

Erde in den gemässigten und tropischen Breiten viel weniger Land gewesen als heute, wenn auch vielleicht das Meer auf grosse Strecken nur eine geringe Tiefe hatte. Es ist schwer zu ersehen, ob der brackische Charakter der Laramiestufe mehr der Verlandung oder mehr einem Zurückweichen des Strandes zuzuschreiben ist; in Europa sieht man nach dem Senon eine allgemeine Verengung des Meeres, allem Anscheine nach unverhältnissmässig viel rascher vor sich gehend und so bedeutend, dass sie sogar in Süd-Frankreich und an der nördlichen Adria Süsswasserseen entstehen lässt.

Die ausserordentliche Langsamkeit einzelner positiver Bewegungen ergibt sich übrigens aus der zuweilen sichtbaren Abrasion der felsigen Unterlage. Es ist zu vermuthen, dass gewisse Phosphatlager, welche eine weite Ausbreitung besitzen, bei ihrer näheren Verfolgung zu demselben Schlusse führen werden.

Die Trockenlegung nach der Juraformation hat das Gebiet geschaffen, auf welchem die dicotyledone Baumflora über die ältere Flora siegte. Als die cenomane Transgression vorrückte, begrub sie an ihrer Basis in Nord-Amerika wie in Europa schon die Reste der neuen Flora. Ebenso hat die postcretacische Entblössung das Land geschaffen, auf welchem in Nord-Amerika und in Europa die höheren Säugethiere sich ausgebreitet haben.

Man kann recht genau wahrnehmen, wie die Transgressionen langsam über das Land schreiten, wie z. B. die cretacische Transgression in Texas mit einem Dinosaurier-Sande beginnt, der nächstfolgende Caprotinenkalk von Friedrichsburg und die Washita-Serie kaum über Texas hinausreichen, dass selbst die folgenden Dakotaschichten nur bis Neu-Mexico und Kansas marine, und zwar in Kansas litorale Arten, in Dakota Arten von minder salzigem Wasser liefern, und erst späterhin sich der Einfluss des Meeres bis weit nach Canada ausbreitet.[2]

Endlich ist die Gleichförmigkeit der Vorgänge zu erkennen aus der concordanten Auflagerung jüngerer auf weit ältere Schichten. Solche Beispiele sind häufig. Murchison hat bei Beschreibung der jungen Muschelbänke mit arktischen Conchylien bei Ust-Waga an der Dwina hervorgehoben, wie ausserordentlich gleichförmig ihre Lagerung auf den gleichfalls horizontalen permischen Sedimenten sei und wie auch diese permischen Sedimente an anderen

Orten ganz concordant auf weit älteren Schichten liegen, ohne dass an der Auflagerungsgrenze die grosse Lücke bemerkbar wird. Es ist Grund, darüber zu staunen, dass dieses der Fall ist, denn irgend welche Erosion, Verwitterung oder sonstige Veränderung der Oberfläche muss doch eingetreten sein und ich bin geneigt, vorauszusetzen, dass auch hier ein wenn auch geringerer Grund der Abrasion vorhergegangen ist.

Nun drängt sich zunächst die Frage auf, ob diese positiven Bewegungen gleichfalls eustatische sind.

Fortwährend werden Sinkstoffe in das Meer getragen, theils mechanisch bewegt, um als klastisches Sediment in der Nähe der Küsten zu Boden zu sinken, theils chemisch gelöst, um durch Vermittlung organischer Wesen als Kalk- oder Kieselschalen abgeschieden zu werden. Dazu kommen die vulcanischen Producte, welche in den Tiefen der Meere begraben werden. Die mächtigen Sedimente der Vorzeit und die an vielen Orten nach tausenden von Fussen messende Abtragung der Festländer lehren, wie bedeutend diese Mengen waren und sind. Es findet ein sehr langsames, aber unausgesetztes Auffüllen der oceanischen Gebiete statt, welches eine allgemeine Verdrängung der Meere aus ihren Tiefen hervorbringen muss, und zugleich wird die Transgression durch die vorschreitende Erniedrigung der Festländer erleichtert.

Die Bildung der Sedimente veranlasst ununterbrochene, eustatische, positive Bewegung der Strandlinie.

Wir kennen somit zweierlei eustatische Bewegungen, von welchen die eine, durch Senkungen der Erdfeste hervorgebracht, episodisch und negativ, die andere, durch die Zunahme der Meeresablagerungen veranlasst, ununterbrochen und positiv ist. (σ, II, S. 280, 338.) Der Unterschied zwischen beiden tritt am klarsten hervor, wenn man ziffermässige Beispiele zu rechnen sucht, wobei es sich allerdings nur um sehr rohe Annäherungen handeln kann. Die allgemeine Senkung des Meeresspiegels, welche eine örtliche Senkung des Meeresgrundes hervorbringt, hat der scharfsinnige Chambers schon im J. 1848 abzuschätzen gesucht.[3] Wählt man ein Gebiet, dessen junge Senkung bekannt ist, nämlich das griechisch-levantinische Meer sammt dem Pontus, nimmt man an, dass der Pontus nicht schon zuvor von einem Binnengewässer erfüllt war,

nimmt man endlich an, dass die Ufer aller Oceane senkrecht seien, und legt man Krümmel's Ziffern der Körperinhalte und Tiefen der Meere zu Grunde, so ergibt sich, dass die Neubildung dieser Meere eine eustatische, negative Bewegung von beinahe 4 M. auf dem ganzen Planeten hervorgebracht hat. Dagegen ist die Abtragung aller Festländer um 10 M. erforderlich, um eine eustatische, positive Bewegung von demselben Betrage hervorzubringen. Setzt man die mittlere Tiefe der Meere mit Krümmel auf 3438 M., die Oberfläche auf 366 oder 368 Millionen Quadratkilom., so folgt daraus, dass das Absinken einer continentalen Fläche von etwas mehr als 100.000 Quadratkilom. zur mittleren Meerestiefe einer allgemeinen Senkung des Meeresspiegels um 1 M. entspricht.

Würde ein Grund vorhanden sein, um aus allgemeinen tellurischen oder kosmischen Ursachen eine Mehrung oder Minderung der auf der Oberfläche des Planeten vorhandenen Wassermenge vorauszusetzen, wie ja wirklich durch Bildung neuer Silicate Minderung und durch vulcanische Eruption Mehrung wahrscheinlich eintritt, so würden diese Erscheinungen gleichfalls in den Kreis der eustatischen Elemente fallen.

Die Erfahrungen, welche über die Verbreitung der Meere der Vorzeit mir zur Verfügung stehen, scheinen, so unvollständig sie auch sind, nicht darauf hinzudeuten, dass die eustatischen Bewegungen zu ihrer Erklärung ausreichen. Das Vorhandensein der eustatischen Bewegungen steht ausser Zweifel; ihr Eingreifen scheint durch die Raschheit der grossen negativen Bewegungen, insbesondere am Schlusse der Kreideformation angezeigt, oder mit anderen Worten, es sprechen manche Gründe zu Gunsten der Annahme, dass die Grenze zwischen Kreide- und Tertiärformation, welche das trockene Land schuf, auf dem sich die höheren Säugethiere entfalteten, durch eine oceanische Senkung veranlasst sei. Beweise fehlen für den einzelnen Fall. Dagegen gibt es andere Erscheinungen, welche nicht die Merkmale eustatischer Bewegungen zeigen.

Die Art der Schichtfolge lässt oft zahlreiche kleinere Oscillationen voraussetzen, welche schwer mit eustatischen Vorgängen zu vereinigen sind.

Es fehlt jeder Nachweis der Verbreitung mesozoischer Sedimente aus hohen südlichen Breiten, da diese vom Meere und vom

Eise bedeckt sind; auch in den hohen nördlichen Breiten ist der wichtige mesozoische Gürtel, welcher von der Prinz Patrick's Insel über den nordwestlichen Theil von Bathurst gegen die Inseln nördlich von Grinnell-Insel zieht, noch fast ganz unbekannt. Immerhin lässt sich angeben, 1. dass die Transgression, welche durch die rhätische Stufe, Lias und Jura heraufreicht, in Europa vom centralen Mittelmeere, d. i. von den Alpen gegen Norden greift und gleichzeitig weit gegen Süden in Abessynien und in Kachh bemerkbar ist; 2. dass in der unteren Kreide (Wolgastufe) in Nord-Russland und Sibirien Transgression eintritt, auch im südlichsten Theile Afrikas (Uitenhage Series) und für Australien (hier Aptstufe) solche Andeutungen vorhanden sind, dass aber auch bei Kachh und in Mitteleuropa zur selben Zeit Transgression vor sich geht; 3. dass die cenomane Transgression von den wärmeren Zonen gegen Nord und gegen Süd geht und bei sehr grosser Ausdehnung doch ein nördliches Gebiet (Ost-Grönland, Spitzbergen, Nord-Russland, Theile von Sibirien, Nord-China) nicht bedeckt; 4. dass die eocäne Transgression nirgends in boreale Gegenden reicht; 5. dass im Gegentheile wahrscheinlich die oligocäne Transgression vom Eismeere her von der Ostseite des Ural nach Deutschland gelangt. Es scheint ein gewisser Gegensatz der äquatorialen und der polaren Gebiete vorhanden zu sein, aber alle diese Angaben sind vorläufige und jeder Fortschritt der Beobachtungen mag sie bestätigen oder abändern.

Nun verlassen wir die Meere der entfernteren Vorzeit und betrachten wir die jüngeren Sedimente, welche den Gehängen der heutigen Küste angelagert sind, und die verschiedenartigen Spuren einer veränderten Höhe des Strandes an diesen Küsten. Neben den örtlichen Fehlerquellen, welche an Beispielen dargelegt worden sind, gibt es genug Fehlerquellen allgemeiner Art. Die erste und wichtigste, welche ich hier nochmals betonen möchte, liegt in der grossen Schwierigkeit der chronologischen Gleichstellung fern gelegener Vorkommnisse. In den hohen Breiten geben die Spuren des Eises einen allerdings nur mit grosser Vorsicht zu benützenden Anhaltspunkt, denn es hat verschiedene Eiszeiten gegeben; es ist gar nicht bewiesen, dass im nördlichen Norwegen die Vereisung zur selben Zeit geendet habe wie in Mitteleuropa, und in Grönland

besteht sie heute noch fort. Unter den Tropen fehlt aber auch dieser Anhaltspunkt. Immer deutlicher ist zu ersehen, dass seit dem Zeitpunkte der grössten Vereisung und dem Beginne historischer Ueberlieferung, welcher auch für verschiedene Theile der Erde ein verschiedener ist, beträchtliche Veränderungen eingetreten sind. Es fehlt aber die Möglichkeit, zu entscheiden, ob z. B. die negativen Spuren in der Nähe des Cap Comorin oder bei Mejillones jünger oder älter seien als jene des hohen Nordens, und wir sind auf Vermuthungen angewiesen. Wir wissen nur, dass der Zeitraum, in welchen diese Bildungen fallen, ein sehr langer ist, dass in einer jungen Muschelbank an der Küste von Guayaquil *Mastodon Andium* liegt, und dass an der unteren Lena wie bei Calais *Elephas primigenius* sich jünger erweist, als die jungen Muschelbänke, welche die Fauna der heutigen benachbarten Meere enthalten.

Ferner ist zu erinnern, dass durch die Anführung von ziffermässigen Angaben diese ganze Richtung der Untersuchungen einen Schein von Genauigkeit erhält, welcher ihr nicht gebührt. Pholadenlöcher mögen ziemlich genau eine Wasserhöhe bezeichnen, ebenso eine verlassene Strandlinie, aber in der Regel kennt man nur die Höhe von Muschelbänken oder anderweitigen Sedimenten, und die Höhe dieser ist selbstverständlich nicht die Höhe der jeweiligen Meeresfläche.

Endlich ist jeder Versuch, diese Veränderungen in den verschiedenen Breiten zu vergleichen, auf das Tiefste beeinflusst durch das Missverhältniss, welches in Bezug auf die Sichtbarkeit und Zugänglichkeit dieser Spuren zu Gunsten der negativen und zum Nachtheile der positiven Anzeichen besteht. Es ist gezeigt worden, dass sogar in Oscillationen mit beträchtlichem positivem Uebergewichte weit grössere Wahrscheinlichkeit dafür vorhanden ist, dass man nur eine negative Marke sehe. (II, S. 30.) In der Regel verhüllt sich die positive Bewegung und nur in den wärmeren Meeren ist durch das Heraufwachsen der Korallenriffe nach Darwin's Ansicht, welcher ich im Wesentlichen zu folgen geneigt bin, der Nachweis der positiven Bewegung kennbar. In den kälteren Wässern fehlt die Möglichkeit eines solchen Nachweises, denn es fehlen die Korallenbauten, und wenn eine ebenso geringe positive

Bewegung im Norden oder Süden vorhanden wäre, würde man sie nicht sehen.

Es sind Versuche unternommen worden, aus der Gestalt des überflutheten Theiles der Küsten positive Bewegung zu erweisen. Der wichtigste dieser Versuche gründet sich auf den Umstand, dass man an der Mündung einer Anzahl von Flüssen eine Furche gefunden hat, welche bis in beträchtliche Tiefen hinab gleichsam das Gerinne des Flusses fortsetzt.

Ein genauer bekanntes Beispiel bietet der Hudson bei New-York. Lindenkohl zeigt, dass die unterseeische Rinne erst etwa 10 Seemeilen von der Küste deutlich wird; dort breitet sich in — 17 Fad. eine thonige Fläche aus; die Rinne zeigt — 25 Fad. und ist folglich 8 Fad. tief. Die Tiefe der Rinne nimmt aber zu; in 80 Seemeilen liegt die Fläche in — 27 Fad., die Rinne aber in — 42 Fad. In 40 Seemeilen liegt die Fläche in — 43 Fad.; die Rinne ist geringer geworden, endlich verschwindet sie. Bald aber erscheint sie wieder in der Gestalt eines breiten Thales. In der jetzt erreichten Entfernung ist die Küste von einem lange fortlaufenden, ziemlich steilen Abhange begleitet, und diesen quert das Thal, indem es sich sehr tief einsenkt. In 85 Seemeilen ist die Tiefenlinie wieder erschienen, und in 105 Seemeilen hat sie den Fuss des Abhanges erreicht. Auf dieser Strecke, Seem. 85 bis 105, liegt sie anfangs in — 60 Fad., sinkt binnen der ersten Seemeile auf — 200 Fad. und endet in — 474 Fad. Hier ist sie 3 Seemeilen breit. Die untere Hälfte dieses tiefen Theiles, welcher als ein ‚unterseeischer Fjord‘ bezeichnet wird, hat Ufer, welche 2000 Fuss hoch und unter 14° geneigt sind; grüner sandiger Schlamm liegt in den Tiefen und auf den Abhängen.

Aus diesem Auftreten eines submarinen Thales in der Fortsetzung des Flussthales, sowie aus ähnlichen Vorkommnissen an der californischen Küste S. von Cap Mendocino ist eine sehr bedeutende Senkung der betreffenden Landestheile gefolgert worden.[4] Dagegen ist zunächst zu bemerken, dass Hörnlimann dieselben Furchen an der Einmündung des Rheins in den Bodensee und des Rhône in den Genfersee nachgewiesen hat. Die Furche des Rheins ist bis 4 Kilom. und — 125 M. bekannt; sie ist in den unterseeischen Aufschüttungskegel gegraben, und in ihrer stärksten Ent-

wicklung erreicht sie 600 M. Breite und 70 M. Tiefe. Jene des Rhône kennt man auf 6 Kilom.; 800 M. vom Ufer ist die Höhe ihrer Ränder 50 M. Nach Forel's Meinung sind die heutigen Anschwemmungen gerade an diesen Stellen viel zu bedeutend, als dass sie nicht jede ältere Bodengestaltung verdecken müssten. Es muss sich daher um eine junge Bildung handeln, welche auf der Oberfläche des Aufschüttungskegels von Kräften erzeugt wird, die heute noch in Wirksamkeit stehen. Es ist nach Forel eine Erosions-Erscheinung der Gegenwart und ein Beweis, dass eine Strömung sich unter dem Seewasser fortsetzt. Forel erklärt dieselbe durch die kältere Temperatur und die Trübung des einmündenden Flusswassers; ihre Wirkung würde vermuthlich im Frühjahre am stärksten sein.[5]

Das grösste Beispiel dieser Art hat jedoch Buchanan an der Mündung des Congo getroffen. Dort ist ein tiefer unterseeischer Cañon vorhanden, mit steilen Wänden von Schlamm. Schon 20 Seemeilen innerhalb der Mündung zeigt der Fluss die ausserordentliche Tiefe von — 150 Fad., und bis nahe 100 Seemeilen ausserhalb der Mündung, in — 1000 Fad. wurde die unterseeische Furche verfolgt; 35 Seemeilen von der Küste ist der Cañon 3000 Fuss tief in die unterseeische Fläche eingesenkt. Buchanan meint, dass ein in das Flussbett eindringender Unterstrom von Meerwasser vorhanden ist, welcher das Niedergehen der Sinkstoffe auf seinem Wege nicht gestattet, und dass nicht der Cañon ausgegraben, sondern vielmehr die Sedimente zur Rechten und Linken aufgehäuft worden seien.[6]

In keinem Falle können diese unterseeischen Tiefenlinien als positive Anzeichen gelten.

Während ausserhalb der Korallenmeere so selten oder kaum die Gelegenheit gegeben ist, positive Bewegungen unmittelbar zu beobachten, treten die negativen Zeichen weit und breit hervor. In den höheren Breiten ist ihre Deutlichkeit oft befördert durch das Schuttland, welches während oder bei dem Abschlusse der Eisbedeckung in Bewegung gesetzt worden ist. Diese Bewegung von Sand und losem Gestein ist so beträchtlich gewesen, dass in N. Amerika einzelne Flussthäler völlig verschüttet und ausgeebnet worden sind und der Strom sich ein neues Bett geschaffen hat

Dana, Berendt und andere Beobachter haben gemeint, dass rasche Abschmelzung von Eis oder Schnee, vielleicht zu wiederholten Malen, in überwältigenden Hochfluthen die losen Mengen bewegt hat.[7]

In solche und ähnliche Massen sind nicht nur Strandlinien des Meeres, sondern auch weit landeinwärts und bis in die Hochthäler der Gebirge Stufen gegraben oder es sind Haffstöcke aus ihnen aufgeschüttet. Ein Theil der Stufen rührt von Seen, wohl auch von Eisseen her, ein anderer von Flüssen. Es ist öfters hier von der Nothwendigkeit gesprochen worden, die Flussterrassen von jenen des Meeres abzuscheiden. Die Entstehung der meisten Flussterrassen ist aber die folgende. Der Wasserfaden bewegt sich, sein natürliches Gefälle suchend, in Serpentinen auf der Höhe des Schwemmlandes. Bei Hochwasser und vermehrter Fliehkraft in den Krümmungen verkleinert er den Radius seiner Bogen und schneidet er an den convexen Theilen Stufen in das Land. Bei fortschreitender Arbeit sinkt er tiefer ein, die Serpentinen werden verlegt; ihre Ausladung wird allmälig geringer, und von Zeit zu Zeit geschieht es, dass ein convexer Theil in die Nähe eines alten Steilrandes, doch in tieferer Lage gelangt. Nun entsteht eine zweite Stufe; später vielleicht eine dritte u. s. f. Verlegung der Serpentinen bei der Vertiefung des Bettes ist also die Ursache. Dieser Erklärung ist Hitchcock bereits im J. 1857 nahe gekommen. Rütimeyer, Miller, Mühlberg, Nikitin haben sie nacheinander an den Flüssen der Schweiz, Grossbritanniens und Russlands gefunden; den Technikern, welche sich mit der Regelung der Gebirgswässer beschäftigen, ist sie seit lange bekannt.[8]

Grosse Veränderungen des Strandes müssen sich weit landeinwärts auf das Gefälle der Flüsse übertragen, insbesondere wo Katarakte fehlen. Aber selbstverständlich erweisen sich die Flussterrassen in der Nähe des Meeres als jünger wie die letzten Bewegungen des Strandes. Ein Beispiel gibt der Divi mit seinen jungen Terrassen inmitten des Gebietes der Strandlinien und der Linien der Eisseen.[9] So kommt es auch, dass in allen Breiten Flussterrassen vorhanden sind, wo nur hinreichende Mengen von losem Gestein bestehen; am Marañon haben wir sie erwähnt, Gabb beschreibt sie auf Haiti, aber in höheren Breiten sind sie am stärksten entwickelt.

Hat man sich nun so weit als thunlich von den verschiedenartigen Irrungen befreit, so gelangt man zu dem folgenden Bilde der jüngeren Schwankungen des Strandes.

Die arktischen Küsten zeigen hochliegende negative Spuren; die Höhe derselben nimmt gegen Süden ab, und es hängt von der Beschaffenheit der Länder, der Einheit der Küsten und der seither erlittenen Denudation ab, ob diese Abnahme in mehr oder minder zusammenhängender Weise hervortritt. Die Abnahme scheint jedoch an verschiedenen Küsten in einem verschiedenen Maasse stattzufinden; an der Ostseite N. Amerikas nähert sie sich rascher dem heutigen Meeresspiegel als an der Westseite.

In Süd-Afrika, Süd-Australien, im südlichen Neu-Seeland und im südlichen Patagonien sind gleichfalls negative Spuren in ansehnlicher Höhe vorhanden. In Neu-Seeland und im östlichen S. Amerika ist die Abnahme ihrer Höhe gegen Norden nachgewiesen. Das östliche Australien scheint junger Bruch zu sein. Das westliche S. Amerika ist in den höheren Breiten zwar auch von negativen Spuren begleitet, aber Küchenreste, muthmassliche Binnenterrassen und andere Fehlerquellen erschweren die Untersuchung. Die anderen Küsten (S. Afrika, W. Australien) sind zu wenig bekannt, als dass die Höhe ihrer negativen Zeichen in Betracht gezogen werden könnte.

An der Westküste von S. Amerika erscheinen hochgelegene negative Spuren bis 27° s. Br., aber es ist noch nicht sichergestellt, ob Vorkommnisse wie jene von Mejillones und Cerro gordo nicht ein höheres Alter beanspruchen dürfen.

Wo negative Zeichen zu grösserer Höhe ansteigen, sind sie unterbrochen, d. i. sie erscheinen wiederholt, zwei, drei auch sogar zehnmal übereinander in verschiedenen Höhen, durch Lücken getrennt.

Negative Spuren von mässiger oder geringer Höhe kennt man auch unter den Tropen, so z. B. nahe am Aequator bei Guayaquil und an der Ostküste von Afrika. Deutlich umgürten solche Spuren in mässiger Höhe den ganzen Norden des indischen Oceans, namentlich die indische Halbinsel, und auch durch einen sehr grossen Theil der polynesischen Inselwelt, mitten in dem pacifischen Korallenmeere sind negative Spuren bis zu etwa 100 M. über dem heutigen Meeresspiegel vorhanden.

Positive Anzeichen, durch Korallenbauten mit Lagunen gegeben, finden sich nur in den wärmeren Meeren. Man kann jedoch leicht bemerken, dass in dem pacifischen Korallenmeere die lebenden Riffe jünger sind als die von der negativen Bewegung trockengelegten Blöcke, welche von ihnen umgürtet sind; ähnliches gilt von Westindien, und in allen diesen Gebieten wird man die positive Bewegung als die jüngste zu betrachten haben.

Hieraus ergibt sich, dass in den wärmeren Meeren Oscillationen eingetreten sind, und es wird daraus zu folgern sein, dass wirklich die unterbrochenen negativen Zeichen des Nordens wie des Südens gleichfalls durch Oscillationen entstanden seien.

In Westindien und der Banda-See, sowie in mehreren anderen Gebieten ist die Beobachtung durch das Auftreten tertiärer Kalksteine wesentlich erschwert, da die Grenze fast nirgends sichergestellt ist.[10]

Alle hier angeführten Spuren des Strandes sind stets horizontal und ganz unabhängig von der Structur der Ufer. Sie bieten dieselben Merkmale auf pacifischen wie auf atlantischen Küstengebieten, an archäischen oder vulcanischen Ufern, an solchen von geschichtetem Tafelland oder gefaltetem Gebirge oder an Riasküsten. In den äusserst seltenen Fällen, in welchen junge tektonische Bewegungen mit ihm in Berührung treten könnten, wie an der Cooks-Strasse, erweisen sich beide Erscheinungen als ganz selbständig von einander, ganz so wie die Binnenterrassen des verdunsteten Bonneville-Sees von den jungen Verwürfen des Wahsatch.

Obwohl nun so Vieles in diesen Dingen unklar ist und der weiteren Erforschung bedarf, ist doch zu entnehmen, dass eine Reihe von Ansichten, welche zur Erklärung solcher Veränderungen aufgestellt worden ist, mit den jetzt bereits vorliegenden Erfahrungen nicht zu vereinigen ist.

Es ist ganz unmöglich, diese Bewegungen, welche sich unter Oscillationen rings um alle Küsten und durch alle Breiten unabhängig von dem Baue der Festländer ausdehnen, durch Hebungen oder Senkungen der Festländer zu erklären. So wie die Transgressionen der Vorzeit viel zu ausgedehnt und gleichförmig sind, als dass sie durch Bewegungen der Lithosphäre hervorgebracht sein könnten, sind es auch die Strandlinien der jüngsten Vergangenheit.

Es ist auch unmöglich, diese Erfahrungen mit jenen Theorien in Uebereinstimmung zu bringen, welche eine abwechselnde Anhäufung der Wässer an einem der Pole im Sinne Adhémar's voraussetzen. Die Entwicklung und Höhe der negativen Zeichen in den höheren Breiten der nördlichen wie der südlichen Hemisphäre sprechen entschieden gegen diese Annahme.

So weit es möglich ist, die Thatsachen zu beurtheilen, scheint es vielmehr, als würde Anhäufung von Wasser gegen den Aequator und Minderung gegen die Pole das Merkmal der jüngsten Bewegung sein, und als wäre dies nur eine der Oscillationen, welche im selben Sinne, d. i. mit positivem Uebergewichte am Aequator und mit negativem Uebergewichte an den Polen, sich folgen.

Negative Spuren sind heute unter allen Breiten zu sehen. Man kann versuchen, sie lediglich durch eustatische negative Vorgänge, d. i. durch grosse Senkungen zu erklären, aber dies würde eine gleichförmige Senkung des Wasserspiegels um mehr als 1000 Fuss in jüngster Zeit voraussetzen. Es ist weit wahrscheinlicher, anzunehmen, dass die hochliegenden negativen Spuren unter den Tropen nicht dasselbe Alter besitzen wie jene der hohen Breiten, und dass eine abwechselnde Anhäufung der Wässer an den Polen und dann am Aequator vor sich gehe. Dazwischen mag eine oder die andere eustatische negative Linie sein, aber wir haben noch nicht gelernt, sie zu unterscheiden.

Dieses Ergebniss stimmt gut überein mit dem oscillirenden Wesen der Bewegungen der Vorzeit, auf welches der Schichtenwechsel so oft hindeutet. Es stimmt auch überein mit jenem seltsamen Gegensatze, welcher in der Verbreitung mancher Formationen in Europa Ausdruck zu finden scheint. Die stratigraphische Terminologie wurde in einem Gebiete geschaffen, welches gleichsam das Ueberschwemmungsfeld des übergreifenden centralen Mittelmeeres ist. Daher rührt die Lückenhaftigkeit der Serie in England. Die negativen Phasen bezeichnen in der Regel die Formationsgrenzen, aber welche von ihnen durch Oscillation und welche durch eustatische Bewegung veranlasst wurden, wissen wir heute nicht mit Bestimmtheit zu sagen.

Diese Ergebnisse und Vermuthungen sind vereinbar mit der von Penck ausgesprochenen Meinung, dass zur Eiszeit die

beträchtliche Anhäufung des Eises in den hohen Breiten eine vermehrte Attraction veranlasst habe.[11] Aber Penck hat die Attraction des Eises nur als einen der verschiedenen Umstände hervorgehoben, welche die Wasserfläche zu verschiedenen Zeiten beeinflusst haben, und als solcher hat sie zu gelten; es darf nicht übersehen werden, dass die meisten hier besprochenen Strandlinien jünger sind als die grösste Ausdehnung des Eises. Daneben tritt die verschiedene Attraction der Festlandsmassen, die örtlich vermehrte Attraction durch gehäuftes Sediment (*α*, II, S. 280), welche Zöppritz zum Gegenstande besonderer Untersuchungen gemacht hat, und eine grosse Anzahl von Nebenumständen, wie Lage des Ufers gegen die Richtung der Fluthwelle, Zufluss von Süsswasser oder überwiegende Verdampfung und Anderes in Betracht.

Kehren wir aber im Besitze dieser vorläufigen Ergebnisse zu den Bewegungen des äusseren Felsgerüstes der Erde zurück, und zu den verschiedenen Arten von Dislocationen, welche aus den tellurischen Spannungen hervorgehen.

Die Gesammtheit unserer Erfahrungen über Dislocationen spricht gegen den Versuch, auf dem Wege der Elevations-Theorie, d. i. durch ein Schwanken der Lithosphäre diese Reihe von Erscheinungen zu erklären. Weder die zahlreichen kleinen Oscillationen sind auf diesem Wege verständlich, noch die grossen, welche die ganze Erde umspannen. Man kann nicht durch Veränderungen der Lithosphäre erklären, dass in gewissen Theilen der Vereinigten Staaten und des mittleren Russland dieselben Lücken in der Formationsreihe auftreten, und auch nicht, dass lange horizontale Strandlinien gebildet werden, welche ganz unabhängig von der Structur des Landes sind.[12]

Allerdings sind neben den verticalen auch tangentiale Bewegungen der Erde vor sich gegangen; es wurden Gebirge gebildet auf langen Zonen und sie haben tiefgreifende örtliche Veränderungen herbeigeführt, aber der allgemeine Wasserstand der Oceane ist durch andere Umstände bedingt gewesen. Man sieht dies recht deutlich in den Alpen. Sie erheben sich auf dem Gebiete des centralen Mittelmeeres, von welchem zu wiederholten Malen die Transgressionen gegen Norden und gegen Süden ausgegangen sind. Durch tangentiale Faltung wurden die Sedi-

mente dieses Meeres später zu einem Hochgebirge aufgethürmt und darum haben wir die Alpen als ein zerdrücktes Meer bezeichnet. Aber diese tangentiale Faltung hat keinen merkbaren unmittelbaren Einfluss auf die Wasserhöhe des Weltmeeres gehabt. Der mittelbare Einfluss, welchen Faltung nimmt, wenn sie auf trockenem Lande vor sich geht, besteht in Erhöhung der Gefälle und Vermehrung der Abkehr und der Sedimente. Bei Faltungen unter dem Meere kommt der ursachliche Zusammenhang zwischen Senkung und Faltung in Betracht, welcher an einer späteren Stelle zu erörtern sein wird.

Es mag auch ausnahmsweise durch seitliche Stauung eine Wölbung von etwas grösserer Spannweite eintreten, etwa wie sie Diener vom Libanon zum Antilibanon beobachtet hat; aber auch diese fällt nur wenig in die Wagschale, sobald es sich um die allgemeine Höhenlage der Oceane handelt.[13]

Die wesentliche Aufgabe dieses Theiles ist ein Versuch gewesen, die Art und das richtige Maass der Abhängigkeit oceanischer Bewegungen von den tellurischen Bewegungen zu ermessen. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist eine selbständige oceanische Bewegung vorhanden, welche in sehr grossen Zeiträumen am Aequator positive und negative Phasen abwechseln lässt. Mit mehr Bestimmtheit wird von dieser oceanischen Bewegung erst gesprochen werden können, wenn die Schichtfolge in hohen Breiten genauer bekannt sein wird und wenn die von Eisseen gebildeten Strandlinien schärfer von jenen des Meeres abgeschieden sein werden. Solche grosse Oscillationen summiren sich aber nicht im Laufe der Aeonen, sondern sie gleichen sich aus. Die dauernde Trockenlegung der Continente ist der Hauptsache nach das Ergebniss von örtlichen Senkungen der Erdoberfläche, welche Fall für Fall einen Theil des Weltmeeres in die neugebildete Tiefe aufgenommen und dadurch die allgemeine Höhenlage des Strandes vermindert haben. Jede solche eustatische negative Bewegung mehrt allenthalben die Gefälle der Flüsse, regt von Neuem die Abkehr der trockenliegenden Festländer, die Vermehrung der Sedimente und dadurch eine erhöhte eustatische positive Bewegung an. Dieselbe Anregung gibt die oceanische Oscillation dort, wo sie negativ ist, und auch die positive Oscillation fördert Sediment, insoferne sie abradirt. So

vollzieht sich ein Wechselspiel. Eustatische Senkungen und Sedimente summiren sich und im Laufe der Aeonen haben die eustatischen negativen Vorgänge das Uebergewicht behauptet. Der Faltung der Gebirge kommt hiebei nur eine nebensächliche Rolle zu.

Die Beschaffenheit der pacifischen Uferländer zeigt, dass dieses Meer zur Triaszeit bestanden und seither rings an Umfang verloren hat. Jene der atlantischen Uferländer verräth, dass hier die Umrisse in einer späteren Zeit ausgebildet wurden, dass aber auch hier seit der cretacischen Zeit Einengung erfolgt ist. Das Mittelmeer ist von negativen Spuren umgeben, welche von Mitteleuropa bis Iran reichen, die wechselnden Phasen der vorschreitenden Einengung bezeichnend, mit einem tiefsten Stande zwischen Miocän und Pliocän. Man kann noch weiter in das Einzelne gehen, und es wird die Zeit kommen, in welcher die geringe Entwicklung negativer Spuren im pontischen und nordadriatischen Gebiete als ein Anhaltspunkt zur genaueren Bestimmung der Zeit dieser Senkungen dienen wird.[14] So ist das Land bewohnbar worden durch das Uebergewicht der negativen Bewegungen. Aus der Geschichte der Meere ergibt sich die Geschichte der Festländer. —

Die prüfende Reise durch die Büchereien und die Berichte ist nun zu Ende und wir kehren zurück zu dem erhabenen Schauspiele, welches unser Ausgangspunkt gewesen ist, zu dem Strande und den breit heranfluthenden Wogen des Weltmeeres. Noch braust derselbe gewaltige Chor; noch hemmt sich in der gleichen Höhe die Fluth zur Rückkehr und die Ebbe zu neuem Anstiege. Und in derselben Höhe haben Fluth und Ebbe sich gehemmt, ohne messbare Aenderung, so lange als der Mensch zurückzublicken vermag in die Vergangenheit des eigenen Geschlechtes.

Man hat uns gelehrt, dass es anders sei, dass ausgedehnte Theile des Planeten in langsamer tafelförmiger Erhebung, andere in langsamer Senkung, oder dass Stücke wie Skandinavien, Grönland, Australien, Neu-Seeland in schaukelförmiger Bewegung seien, dass Süd-Amerika und Norwegen ruckweise gehoben worden seien und dass diese Vorgänge in unseren Tagen messbar sich fortsetzen.

Aber Schweden erhebt sich nicht, sondern das baltische Meer in seiner umschlossenen Lage, abhängig von klimatischen Einflüssen, befindet sich in einer Phase zunehmender Entleerung, welche in

den von seinen Pforten entfernteren Theilen mehr und mehr die Strandlinie sinken lässt. Im Igalliko-Fjord in Grönland ist die angegebene Veränderung nicht nachweisbar. Die Schwankungen, welche an den Säulen des Serapis-Tempels zu Puzzuoli verzeichnet sind, beziehen sich auf örtliche Bewegungen innerhalb eines ersterbenden Kraters, sind nicht einmal in dem nahe gelegenen Neapel wahrgenommen worden und haben nichts gemein mit den horizontalen Strandlinien, welche Italien umgürten. Während so von Fall zu Fall die erweisende Kraft der einzelnen Beispiele erlahmt oder versagt, treten uns Vorkommnisse entgegen, welche bis in die älteste Zeit menschlicher Ueberlieferung und noch darüber hinaus die Stetigkeit des heutigen Zustandes der Dinge zeigen, ja an hunderten von Orten hat das Meer selbst seine Marken in Fluthhöhe tief in den Felsen geleckt.

Seit Jahrtausenden ist das Gefälle des Nil unverändert; die Lage der Mündungen ist dieselbe; der Bahr Jûssuf fliesst noch immer zum heiligen Krokodilsee Möris und der Süsswassercanal fliesst noch immer durch das Thal der Sieben Brunnen. Die Nehrung an dem Vorgebirge des Casius steht noch immer, über welche wahrscheinlich Moses mit den Israeliten zog. Die Nehrung im Asow'schen Meere, jene von Perekop, im Alterthume als die Rennbahn des Achilles bezeichnet, waren schon vor Jahrtausenden vorhanden. Römische Strassen liegen auf den toscanischen Nehrungen und der uralte Emissar von Cosa entwässert heute noch die dortigen Lagunen. Viel weiter noch führen uns jene älteren Nehrungen zurück, welche hinter der heutigen Linie der Brandung mitten im Schwemmlande stehen, am Po und der Etsch von Comacchio nordwärts, ausserhalb der Rhônemündung bei Aigues-Mortes, am Mississippi ausserhalb Mobile-Bay und ebenso der grosse Aufbau des kalten Nordstromes, auf welchem die Keys von Florida liegen, bis zu den Tortugas. Válmíki, der Dichter des Rámáyana, der begeisterte Maler der belebten wie der unbelebten Natur, auch der Menschennatur, verräth uns, wie räthselhaft dem Volke schon damals jene lange Nehrung erschien, deren durchrissene Trümmer heute vom Festlande nach Ceylon ziehen. Jahrtausende der Ruhe waren nöthig, um das weite Schwemmland am unteren Me-Kong von Ph'nom Baché her aufzubauen, den Meerbusen

abzutrennen und in Binnenseen umzuwandeln, und um den Fluss Tonlé-Sap zu schaffen, welcher durch einen Theil des Jahres vom Me-Kong in die Binnenseen, durch einen andern von den Binnenseen in den Me-Kong und hinaus in das Meer fliesst. Die alten Berichte Chinas reichen nicht an die Meeresgrenze, aber Richthofen's Prüfung des Yü-King lässt erkennen, dass vor vier Jahrtausenden das Wassernetz der grossen Ebene dieselben Grundzüge darbot und wahrscheinlich ebenso verheerenden Veränderungen unterworfen war wie in unseren Zeiten.

Die messbaren Veränderungen beschränken sich daher, abgesehen von den wechselnden meteorischen Einflüssen, auf Landverlust durch Unterspülung, Landgewinn durch Anschwemmung, auf rhapsodisches, örtliches Absinken grösserer, mit Wald oder Gebäuden besetzter Schollen von Schwemmland, auf locale Schwankungen in der Nähe von Vulcanen, endlich, doch nur in seltenen Fällen, auf das Herantreten wahrer Dislocationen an den Meeresstrand, wie es in der Cooks-Strasse in Neu-Seeland im J. 1856 vorgekommen ist.

Dennoch hat sich die Höhe des Strandes oftmals verändert und jedes Sandkorn, welches heute im Weltmeere versinkt, drängt dasselbe um ein Geringes aus seinem Bette. Wer aber wollte das Maass dieser Veränderung in eine Ziffer fassen? Grosse Senkung des Strandes ist seit dem letzten Zurücktreten des Eises rings um die Nordsee eingetreten, aber von der Schelde bis zum Vlie liegen heute ausserhalb der Dünen die Reste römischer Mauern; sie zeigen wohl das Wandern der Dünen, aber ebensowenig eine Veränderung der Höhe der Strandlinie an, als die Vikinger-Schanze auf Romö. Was aber sind einige Jahrtausende in der Flucht der planetarischen Ereignisse? Und wenn wir die Uferthüren zwischen dem Messenischen und dem Lakonischen Busen dort sehen, wo sie vor zwei Jahrtausenden bestanden, wo finden wir den Maassstab für die Aeonen, deren das Meer, wenn auch von Thalbildung und Zersetzung der Gesteine unterstützt, bedurft hat, um ganze Faltengebirge und Festländer abzutragen und auf die abgehobelten Sättel und Mulden der Falten Tausende von Fussen neuer Sedimente zu lagern, wie es schon vor der silurischen Zeit in Texas geschehen ist, im nördlichen China und in anderen weiten Gebieten?

Innerhalb der Carbonformation wurden Faltengebirge aufgerichtet, ganz abradirt und neuerdings flach mit carbonischen Sedimenten überlagert.

Der Astronom deutet zur Versinnlichung des Ausmaasses kosmischer Räume auf den Parallelismus der Sehstrahlen oder die weissen Flecken der Milchstrasse. Es fehlt an gleich unmittelbarer Versinnlichung der Grösse kosmischer Zeitläufte und man besitzt noch nicht einmal eine Einheit, nach welcher die Epochen zu messen wären. Die räumliche Entfernung vieler Gestirne von der Erde ist ermittelt; für die zeitliche Entfernung der jüngsten Strandlinie auf Capri oder der letzten Muschelbank auf Tromsö vermögen wir auch nicht einmal eine annähernde Ziffer zu nennen. Wir halten die organischen Reste der entfernten Vorzeit in unserer Hand und betrachten ihren physischen Bau, aber wir kennen nicht den Zeitraum, welcher ihre Lebenszeit von der unsrigen trennt, sowie man etwa im Spectrum die physische Beschaffenheit eines Himmelskörpers prüft, der keine Parallaxe zur Bestimmung seiner Entfernung gibt. Wie Rama über das Weltmeer schaut, dessen Umriss am Horizonte mit dem Himmel sich mengt und eint, und wie er sinnt, ob wohl ein Pfad hinaus zu bauen sei in das schier Unermessliche, so blicken wir über den Ocean der Zeiten, aber uns zeigt sich bis heute nirgends ein Ufer.

Anmerkungen zu Abschnitt XIV: Die Meere.

[1] Diese Aehnlichkeit ist so gross, dass Marcel Bertrand keinen Anstand genommen hat, die verbindenden Linien quer über den Ocean zu ziehen; dess.: La Chaîne des Alpes et la Formation du Contin. Européen; Bull. soc. géol. 1887, 3. sér., XV, p. 442.

[2] C. A. White, On the cretac. Formations of Texas and their relation to those of other portions of N. America; Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1887, p. 39—47.

[3] Chambers, Ancient Sea Margins, p. 319.

[4] A. Lindenkohl, Geol. of the Sea-bottom in the approaches to N. York Bay; Am. Journ. Sc. 1885, XXIX, p. 475—480, Karte; G. Davidson, Submarine Valleys on the Pacif. Coast of the Un. St.; Bull. Calif. Acad. Sc. 1887, II, p. 265—268.

[5] F. A. Forel, Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires; Compt.-rend. 1885, CI, p. 725—728.

[6] J. Y. Buchanan, On the Land Slopes separ. Continents and Ocean Basins, esp. those on the W. Coast of Africa; Scott. Geogr. Magaz. 1887, III, p. 222; Buchanan erwähnt noch weitere solche Furchen an dieser Küste und nennt eine solche auch vor dem Adour.

[7] J. D. Dana, On Southern New England during the Melting of the great Glacier; Am. Journ. Sc. 1875, X, p. 168—183; G. Berendt, Die Sande im norddeutschen Tieflande und die grosse diluv. Abschmelzperiode; Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. f. 1881, Berlin, 1882, S. 482—495.

[8] E. Hitchcock, Illustr. of Surface Geol.; Smithson. Contrib., 4°, Washingt., 1857; L. Rütimeyer, Ueb. Thal- und Seebildung; 8°, Basel, 1869, S. 137 u. folg.; H. Miller, River-Terracing: Its Methods and their Results; Proc. R. Phys. Soc. Edinburg, 1883, Sess. CXII, p. 263—306; F. Mühlberg, Die heutigen und früheren Verhältnisse der Aare bei Aargau; Progr. Aarg. Kantonsschule; 4°, Aarau, 1885, S. 1—46, Karte; S. Nikitin, Die Flussthäler d. mittl. Russland; Mém. Acad. St. Pétersb. 1884, 7. sér., XXXII, N° 5, p. 19.

[9] Uebertragungsterrassen schildert Dausse, Nouv. Note sur les terrasses alluv.; Bull. soc. géol. 1868. 2. sér., XXV, p. 752—762.

[10] Dass die hohen Horizonte bis in den indischen Ocean von der Banda-See her fortsetzen, zeigt insbesondere eine Beobachtung von Aldrich auf der Weihnacht-Insel (11° s. Br.) S. von Java; Nature, 29. Dec. 1887, p. 204; der Gipfel in 1200 Fuss ist Korallenkalk, und es scheinen drei Strandlinien bezeichnet zu sein.

[11] Albr. Penck, Schwankungen des Meeresspiegels; Jahrb. geogr. Ges. München, 1882, VII, S. 47—116; A. de Lapparent, Le Niveau de la Mer; Bull. Soc. géol. 1886, 3. sér., XIV, p. 368—385; Hergesell, Ueb. die Aenderung d. Gleichgewichtsflächen d. Erde durch die Bildung polarer Eismassen und die dadurch verursacht. Schwankungen d. Meeresniveaus; Gerland, Beitr. z. Geophysik, 8°, Stuttg., 1887, I, S. 58—114; E. v. Drygalski, Die Geoiddeformationen der Eiszeit; Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin, 1887, XXII, S. 169—280.

[12] Dieses Ergebniss, dass die Elevations-Theorie unzureichend oder nicht entsprechend sei, gelangt auch bereits in mehreren neueren Handbüchern zum Ausdrucke, so in H. J. Klein, Phys. Geographie, S. 341; A. Supan, Grundzüge d. phys. Erdkunde; 8°, Leipzig, 1884, S. 188 u. folg.; S. Günther, Lehrb. d. Geophys. II, 8°, Stuttgart, 1885, S. 455 u. And.

[13] Diener, Libanon, S. 398; das von Löwl vorausgesetzte Zusammentreten von Bewegungen des Meeres und der Lithosphäre lässt scharfsinnige Schlüsse zu, aber es ist mir kein Fall bekannt, in welchem sie thatsächliche Anwendung finden würden; dess.: Die Ursache der säcularen Verschiebungen der Strandlinie; Vortrag, 8°, Prag, 1886.

[14] An der istrischen Küste werden Ablagerungen von Rotherde getroffen, welchen Lagen von Meeresconchylien und kleinen Rollsteinen eingeschaltet sind; sie befinden sich aber in so geringer Höhe, dass die Einschaltung durch eine Erregung des Meeres entstanden sein könnte; Stache, Verhandl. geol. Reichsanst. 1872, S. 221, bei Pola in + 1 bis höchstens 2 Fuss; Marchesetti, Boll. Soc. Adriat. Trieste, 1882, VII, p. 303, 304, Note, an der istrischen Südspitze in + 1 M.

BSB Bayerische StaatsBibliothek
MIDZ Münchener DigitalisierungsZentrum Digitale Bibliothek

Suess, Eduard,

Das Antlitz der Erde

Bd.: 2. (1888). - IV, 704 S. : Ill., Kt.

1888

Bamberg, Staatsbibliothek -- Geol.o.37-a(2
urn:nbn:de:bvb:12-bsb11834339-1